LE PIÉMONT
DES
PYRÉNÉES FRANÇAISES

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES RELIEFS DE PIÉMONT

THÈSE POUR LE DOCTORAT ÈS LETTRES

PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES LETTRES DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

PAR

François TAILLEFER
AGRÉGÉ DE L'UNIVERSITÉ

OUVRAGE PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS
DU MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE

49 figures, 5 planches de photographies hors-texte,
7 planches hors-texte de cartes et de profils.

TOULOUSE
ÉDOUARD PRIVAT, Éditeur
14, RUE DES ARTS
—
1951

A M. Daniel FAUCHER

LE PIÉMONT
DES
PYRÉNÉES FRANÇAISES

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES RELIEFS DE PIÉMONT

Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41549605_0001

LE PIÉMONT
DES
PYRÉNÉES FRANÇAISES

CONTRIBUTION A L'ÉTUDE DES RELIEFS DE PIÉMONT

THÈSE POUR LE DOCTORAT ÈS LETTRES

PRÉSENTÉE A LA FACULTÉ DES LETTRES DE L'UNIVERSITÉ DE TOULOUSE

PAR

François TAILLEFER
AGRÉGÉ DE L'UNIVERSITÉ

OUVRAGE PUBLIÉ AVEC LE CONCOURS
DU MINISTÈRE DE L'ÉDUCATION NATIONALE

49 figures, 5 planches de photographies hors-texte,
7 planches hors-texte de cartes et de profils.

TOULOUSE
ÉDOUARD PRIVAT, Éditeur
14, RUE DES ARTS
—
1951

R. UNIV.
BIBLIOTHEEK
LEIDEN

« Formuler un problème est souvent plus essentiel que d'en donner une solution, laquelle peut être une affaire d'habileté mathématique ou expérimentale. Faire naître de nouvelles questions et de nouvelles possibilités, envisager les vieux problèmes sous un angle nouveau, cela demande une imagination créatrice et marque un réel progrès dans la science. »

EINSTEIN.

« Rien ne s'oppose autant aux progrès des sciences, que de précipiter les systèmes : quand une fois ils sont admis, on n'a que trop de penchant à rejeter les faits qui les contrarient, et l'on peut ajouter, avec un philosophe moderne, qu'il est une infinité de choses qu'on ne découvre pas, faute de les croire possibles .»

PALASSOU.

« Je me suis dispensé de faire usage... d'une multitude de faits que j'avais péniblement rassemblés; et quoiqu'il m'en ait infiniment coûté de voir qu'ils devenaient superflus, je me suis refusé néanmoins à les employer, pour ne pas nuire à l'ordre, à la clarté du récit; il est moins difficile de ramasser beaucoup de matériaux, que d'en faire un bon choix. »

PALASSOU.

AVERTISSEMENT

Le Piémont des Pyrénées françaises a été présenté comme thèse principale pour le doctorat ès lettres, à la Faculté des Lettres de l'Université de Toulouse, le 21 janvier 1950. L'ouvrage a été préparé à l'Institut de Géographie de la Faculté des Lettres de Toulouse sous la direction de M. Daniel Faucher, qui a suivi presque jour par jour l'avancement de notre travail et nous a inlassablement fait bénéficier de ses conseils et de ses critiques. Nous lui en exprimons toute notre gratitude.

La préparation matérielle de l'ouvrage a été grandement facilitée par le Centre National de la Recherche Scientifique, qui nous a accordé pendant une année une allocation de chargé de recherches et nous a alloué plusieurs subventions pour nos travaux sur le terrain.

Dans les références infrapaginales, les chiffres gras renvoient à la bibliographie, à la fin du volume. Cette bibliographie ne mentionne que des travaux se rapportant aux régions sous-pyrénéennes ou concernant l'érosion et l'alluvionnement torrentiels dans les régions de piémont. On trouvera au bas des pages les références complètes des autres ouvrages cités.

Les références sont données suivant les règles en usage dans le *Bulletin analytique* publié par le Centre National de la Recherche Scientifique.

ABRÉVIATIONS

A.F.A.S. — Association Française pour l'Avancement des Sciences.
A.G. — Annales de Géographie, Paris.
A.G.F. — Association de Géographes français (Bulletin).
Ann. C.A.F. — Annuaire du Club alpin français, Paris.
B.C.G.F. — Bulletin du Service de la Carte géologique de la France.
B.S.G.F. — Bulletin de la Société géologique de France.
B.S.H.N. Toulouse. — Bulletin de la Société d'Histoire naturelle de Toulouse.
B. Soc. Ramond. — Bulletin de la Société Ramond.
C.R. Ac. Sc. — Comptes rendus de l'Académie des Sciences, Paris.
C.R.S.G.F. — Comptes rendus des séances de la Société géologique de France.
G.R. — Geographical Review, New-York.
J.G. — Journal of Geology, Chicago.
Mém. S. G. F. — Mémoires de la Société géologique de France, Paris.
R.G.A. — Revue de géographie alpine, Grenoble.
R.G.P. — Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest, Toulouse.
U.S.G.S. — United States Geological Survey, Washington.

INTRODUCTION

Le mot piémont est de ceux qui naissent spontanément, d'une situation identique, au contact d'une région de montagne et d'une région de plaine. En Italie, deux grosses localités de Campanie et un bourg de Sicile, au pied de l'Etna, portent le nom de Piedimonte. Mais le Piémont par excellence est la partie la plus élevée de la plaine du Pô, en bordure des Alpes. Le nom, d'abord restreint à une petite région de la zone subalpine italienne, au débouché du Fréjus, s'étendit ensuite avec les possessions de la maison de Savoie jusqu'à la Sesia, puis jusqu'au Tessin, et finalement, perdant quelque peu son sens originel, s'appliqua à tout le royaume[1].

Mais la région éponyme est bien ce couloir de plaine, large de 20 kilomètres, entre les collines du Montferrat et les Alpes, Celles-ci s'écroulent brusquement. A moins de 50 kilomètres de Turin, où le Pô coule à 220 mètres d'altitude, se dressent les arêtes aériennes d'Uja Ciamarella (3.276 m.), de La Levanna (3.619 m.), du Grand- Paradis (4.061 m.). Les Alpes occidentales retombent du côté de l'Italie par un versant étroit : 20 à 30 kilomètres à peine. Des sommets de 2.000 mètres s'élèvent à 10 kilomètres du bord de la plaine : Civrari (2.302 m.), Soglio (1.970 m.), Giavino (2.765 m.), La chute est extraordinairement rapide.

Le versant français des Pyrénées présente la même étroitesse, la même descente brusque vers les plaines sous-pyrénéennes. « La façade, sillonnée de vallées profondes, que les Pyrénées tournent vers la France, descend en 30 ou 40 kilomètres au niveau de la plaine. A Foix (454 m.), à Tarbes (312 m.), à Pau (207 m.), la plaine entre en communication directe avec la montagne;

---

1. J. Sion, Italie (Géogr. universelle publiée sous la direction de P. Vidal de la Blache et L. Gallois, t. VII, 2e partie), Paris, 1934.

elle devient un *Piémont*[2] au sens propre du mot. » (Vidal de la Blache)[3].

Ici comme là, en effet, au pied d'une chaîne de plissement tertiaire, s'étendent des plaines formées par l'accumulation, dans les dépressions sous-pyrénéenne et subalpine, d'une partie des débris arrachés à la montagne par l'érosion. Au débouché de vallées profondes (Suse n'est qu'à 500 mètres d'altitude, comme Argelès, comme Laruns, comme Saint-Béat) s'étalent des glacis d'alluvions. Leur pente est de 6 à 7 ‰ entre l'ouverture de la vallée de la Doire Ripaire et Turin. L'étalement des cônes de déjection de la Doire Ripaire et de la Stura a repoussé le Pô loin des Alpes, tout contre le pied des collines du Montferrat. Les constructions de toutes les rivières alpines, de la Doire Baltée à l'Adige, ont rejeté de même le Pô loin vers le S., jusqu'au pied de l'Apennin, imposant à la plaine sa dissymétrie caractéristique. La plaine est ainsi presque entièrement constituée par les apports des rivières alpines. De même, la Garonne semble s'écarter vers le N. sous la poussée des alluvions pyrénéennes, qui ont formé les plaines de l'Aquitaine méridionale, les plaines du Piémont pyrénéen.

Mais toutes les montagnes ne se montrent pas frangées de glacis alluviaux. Il arrive que des plaines d'érosion s'étendent à leur pied, sans manteau alluvial important. Par leur origine, par leur structure, par leur évolution, ces régions diffèrent des plaines alluviales de piémont. C'est le cas du bas plateau incliné des Appalaches vers l'Atlantique, surface d'érosion tranchant des terrains métamorphiques variés et couverte d'une forte épaisseur de sols résiduels[4]. Si l'on convient de réserver le nom de piémont à des glacis alluviaux ressemblant à ceux du Piémont des Alpes italiennes, on dira que cette région, habituellement appelée Piedmont appalachien, ne mérite pas plus ce nom qu'en Bourgogne la Côte-d'Or, qui est un escarpement de ligne de faille, ne mérite celui de côte.

Cependant, le terme de piémont a été employé, surtout par des auteurs allemands, pour désigner des niveaux d'érosion

---

2. Beaucoup d'auteurs écrivent aujourd'hui *piedmont*. C'est une orthographe d'origine anglo-saxonne. Piémont semble mieux en accord avec l'étymologie italienne *Piemonte*, et avec la prononciation française.

3. *Tableau de la géographie de la France*. Paris, 1911.

4. H. Baulig, Amérique septentrionale (Géogr. universelle, t. XIII, 2e partie, Paris, 1936), p. 351.

analogues au plateau situé à l'E. des Appalaches. W. Penck a appelé *Piedmontfläche* les plaines d'érosion formées au pied des montagnes, *Piedmonttreppen,* c'est-à-dire escaliers ou gradins de piémont, les niveaux d'érosion étagés sur leurs versants[5]. Comme depuis longtemps le mot piémont servait à désigner une variété de plaine alluviale, il aurait été préférable de choisir un autre terme pour désigner des reliefs qui, de toute évidence, appartiennent à la famille des niveaux d'érosion[6].

Mais on peut rencontrer aussi, au pied des montagnes des régions arides en particulier, des glacis d'érosion plus ou moins étroitement associés à des glacis alluviaux. Dans le S.-O. des États-Unis, les montagnes de l'Arizona et du Nouveau-Mexique,

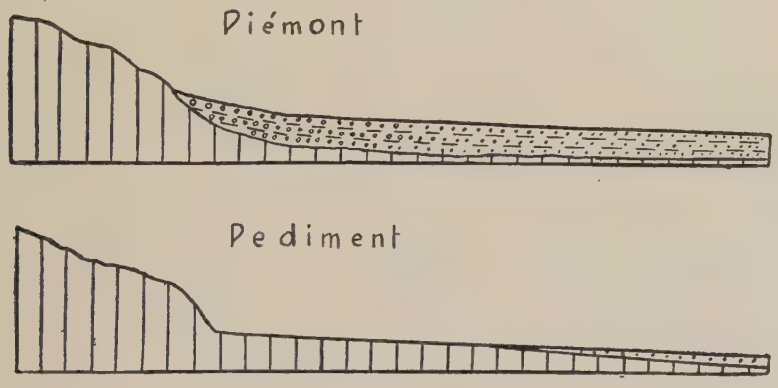


Fig 1.

aux versants abrupts, sont bordées par une plage rocheuse de pente infiniment plus douce, tronquant indifféremment les couches de terrain[7]. Ces glacis rocheux, pour lesquels Mac Gee a proposé le nom de pediments[8], disparaissent progressivement vers l'aval sous un manteau détritique d'épaisseur croissante rappelant, par l'origine de ses éléments, les glacis alluviaux des piémonts (*fig* 1.) De même, autour des montagnes de l'Asie

5. W. Penck, Die morphologische Analyse, Stuttgart, 1924.

6. E. de Martonne, A propos de l'emploi du mot : piedmont. *C. R. Congrès int. de géogr., Paris, 1931,* t. II, fasc. 1, p. 541.
H. Baulig 1. — *C. R. Congrès int. de géogr., Amsterdam, 1938,* t. I, pp. 199-214.

7. Paige 23, Lawson 20, Bryan 5, 6, Davis 9, 10, Johnson 18, et *Congrès int. de géogr., Lisbonne, 1949,* Résumé des communications, pp. 33-41.

8. Mac Gee 21.

Mineure, les glacis de piémont sont, sur leurs bords, des surfaces d'érosion et, plus loin, des surfaces terminales d'alluvionnement[9]. Le Grand Atlas de Marrakech se montre aussi bordé par d'étroits glacis rocheux qui ne tardent pas à s'enfoncer sous les alluvions du Haouz et du Sous. Et l'on peut voir, dans la région des Djebilet, des surfaces rocheuses encore plus vastes et plus régulières passer de même progressivement à la plaine alluviale du Tensift[10].

Par la façon dont ils associent surfaces d'érosion et surfaces construites, les pediments ne sont pas des piémonts; mais ils leur sont étroitement apparentés. La distinction n'est pas toujours évidente non plus entre les glacis d'érosion du type pediment et d'autres aplanissements de piémont que l'on pourrait interpréter comme des *Piedmontfläche*. C'est seulement lorsqu'on aura classé ces diverses formes et expliqué comment elles ont été produites que l'on pourra proposer des définitions.

S'il convient de faire le départ entre les plaines de piémont et les formes d'érosion qui leur sont quelquefois associées, il n'est pas moins nécessaire de les distinguer des formes d'accumulation voisines que sont les plaines alluviales de montagne et les plaines de niveau de base.

En montagne, l'intensité de l'érosion a souvent pour corollaire une accumulation très active. Les débris gagnent le piémont par une série de relais, dont quelques-uns peuvent être assez longs pour que se construisent des plaines alluviales à l'intérieur de la montagne.

On suit une gorge, la pente est forte, le torrent coule à grand bruit. Tout à coup les versants s'écartent, la rivière devient silencieuse, on débouche sur un palier que les montagnards pyrénéens appellent un *pla*. Il s'agit le plus souvent d'un ombilic glaciaire qu'ont d'abord empli les eaux dormantes d'un lac. Le plan d'eau a formé niveau de base local. Les torrents affluents y ont construit des deltas, les versants redressés par le frottement de la glace y ont déversé de longues coulées d'éboulis, le lac s'est lentement comblé. Le comblement ne s'arrête généralement pas lorsqu'il a atteint le niveau autrefois occupé par le lac. Les parties émergées s'exhaussent encore,

9. E. Chaput, Contribution à l'étude géologique de la Turquie, *B. S. G. F. (5)*, 2, 1932, pp. 9-16.
10. Dresch 11.

car les torrents continuent à y déverser leurs alluvions : ils construisent des cônes de déjection sur leurs anciens deltas. A ce stade, la surface de la plaine est assez chaotique : on peut y distinguer les cônes, glacis rocailleux, jonchés par les débris des crues qui les ravagent périodiquement, et les dépressions marécageuses entre les cônes, lentement comblées.

Ces plaines, en devenir constant du fait de leur mode de construction, le sont aussi du fait de l'érosion régressive qui travaille à abaisser le profil du déversoir à travers le seuil rocheux fermant le bassin à l'aval et, ce seuil franchi, remonte sans difficulté dans les alluvions. Ainsi, tandis que les versants continuent à déverser des éboulis dans le bassin, et les petits torrents à y édifier leurs cônes, l'érosion reprend le long du cours d'eau principal. Celui-ci creuse un nouveau lit dans la plaine qu'il a contribué à construire et recoupe le bord des cônes de ses affluents, créant un paysage de terrasses. Terrasses le plus souvent très irrégulières, en pente forte, s'édifiant encore par le haut tandis qu'elles sont détruites par le bas.

On constate plus de stabilité dans les plaines alluviales qui occupent le fond d'une grande auge surcreusée, par exemple le Grésivaudan, ou, mieux, un fjord comblé. En effet, le profil du fond rocheux de l'auge glaciaire s'inscrivant au-dessous du profil d'équilibre fluvial, il ne peut y avoir d'érosion régressive, et le remblaiement progresse jusqu'à ce que le profil d'équilibre soit atteint. On reconnaît les plaines de montagne de ce type à leur forme allongée, à leur pente longitudinale d'autant plus forte que la rivière qui les parcourt est plus chargée d'alluvions, à leur profil en travers relevé sur les bords, car les torrents descendus des hauts versants qui bordent la plaine y édifient leurs cônes. Ce sont là des traits de jeunesse : en effet, ces plaines n'ont commencé à s'édifier qu'après la fonte des glaciers quaternaires, qui est d'hier.

Cette activité juvénile est déjà bien calmée dans les plaines qui s'insèrent au cœur des massifs anciens, les Limagnes, ou la plaine rhénane. Leur situation et certains traits de leur topographie rappellent les plaines de montagne : les terrasses, les cônes de déjection construits par la rivière principale (Rhin en aval de Bâle) ou les affluents (piémont des Vosges alsaciennes). Mais les pentes longitudinales et transversales sont généralement plus douces que celles des plaines intérieures des chaînes

alpines, et l'évolution morphologique se révèle toujours plus complexe, parce que beaucoup plus longue. Ces plaines correspondent à des zones affaissées ou effondrées, dont l'évolution n'est pas nécessairement liée à celle des massifs voisins.

On passe ainsi, par une série de transitions, des plaines de montagne qui s'inscrivent comme un simple épisode dans le déroulement normal du cycle d'érosion et sont appelées à disparaître avec les progrès de la régularisation, aux plaines de surcreusement glaciaire, plus durables, et aux plaines des fossés d'effondrement, qui sont déjà hors de la montagne et s'apparentent, par là, aux plaines de piémont, mais se distinguent, comme elles, des plaines de niveau de base.

En général, les plaines de niveau de base s'étendent à très modeste altitude; les points les plus élevés ne se situent qu'à quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au-dessus du niveau marin. Mais dans un bassin fermé le niveau de base peut se trouver à plusieurs milliers de mètres au-dessus de la mer. Inversement, une plaine de piémont peut s'édifier en bordure d'une chaîne littorale. L'altitude n'est donc pas un bon critère.

Dans les plaines de piémont, les alluvions, qui n'ont été transportées que sur une petite distance, sont généralement formées d'éléments plus gros et moins usés que les alluvions des plaines de niveau de base, qui ont parcouru un chemin plus long. Mais des plaines de piémont peuvent être constituées par des matériaux fins, si les rivières ne charrient que du sable. Cependant, d'une façon générale, les matériaux des piémonts, les premiers à se déposer, seront plus grossiers, tandis que les particules fines peuvent être entraînées plus loin, même sur une faible pente.

Les piémonts ont une pente plus forte que les plaines de niveau de base. La pente dépend, en effet, de la dimension des matériaux. Elle est plus déclive s'ils sont plus grossiers. Mais elle dépend aussi des dimensions de la plaine de piémont. Une plaine étroite peut avoir une pente relativement forte, comme la plaine du Frioul : 12 ‰ entre les rivières Meduna et Cellina. La pente d'une large plaine est toujours moindre, car les cônes de déjection qui la composent sont d'autant plus aplatis qu'ils sont plus vastes. Un piémont très étalé peut ainsi passer insensiblement à une plaine de niveau de base.

La pente longitudinale d'une plaine de piémont est de forme légèrement concave, comme le profil d'équilibre des cours d'eau, tandis que dans une plaine de niveau de base, la concavité est généralement imperceptible. Mais surtout la plaine de piémont offre moins de régularité. Les cônes de déjection, plus ou moins renflés, restent plus ou moins distincts les uns des autres. En effet, un cône de piémont doit son existence à la présence d'un point fixe qui correspond à l'ouverture d'une vallée montagnarde. La rivière balaie un secteur de rayon plus ou moins grand, avec ce point comme centre. Les alluvions, à la longue, se répartissent à peu près également autour de ce point, mais leur épaisseur décroît vers la périphérie. Le même travail s'effectuant au débouché de chaque vallée, la plaine de piémont se trouve formée par la juxtaposition d'une série de piémonts élémentaires.

Les rivières qui coulent dans une plaine de niveau de base ne sont liées à aucun point fixe. Aussi divaguent-elles beaucoup plus librement que les rivières des piémonts. Les dépôts ont lieu, au moment des crues, de chaque côté du lit, là où la profondeur, et avec elle la vitesse des eaux débordées, diminue brusquement. Le lit s'exhausse entre ces digues naturelles. Chaque rivière occupe, dans la plaine, une sorte de renflement qu'elle a édifié elle-même. C'est une position instable. Il arrive un moment où la rivière se déverse à droite ou à gauche, dans la zone restée basse où elle apporte ses alluvions. Rien ne s'oppose à ce qu'elle occupe successivement tous les points de la plaine, qui peut à la longue se trouver ainsi régulièrement exhaussée.

Lorsque le niveau de base est celui de la mer ou d'un lac, la plaine de niveau de base se complète par des formes littorales. L'accroissement des deltas assure sa progression. Des cordons littoraux isolent de petites portions de mer ou de lac vouées au comblement. La plaine de niveau de base peut ainsi être constituée pour partie par des formes littorales mortes, deltas, cordons littoraux, dunes, tandis que de nouveaux deltas, de nouveaux cordons, de nouvelles dunes s'édifient un peu plus loin, le long du nouveau rivage (Vénétie, Bas-Rhône, Bas-Languedoc, Roussillon).

Ainsi, les plaines de niveau de base s'agrandissent vers l'aval en gagnant sur la mer, tandis que les piémonts, fils

de la montagne, s'exhaussent par l'amont. La plaine de niveau de base devient de plus en plus basse et plate, sa pente de plus en plus insensible, tandis que celle du piémont tend à s'accroître.

Mais dans les deux cas les progrès sont de plus en plus lents et difficiles. Dans la plaine de niveau de base, lorsque la pente ne suffit plus au transport des alluvions les plus fines, le rivage ne progresse plus que très lentement par précipitation des argiles en suspension. Dans la plaine de piémont, une pente plus forte assure le transport d'une quantité accrue de matériaux, et l'exhaussement touche bientôt à son terme. En théorie, ce terme sera atteint lorsque les cours d'eau seront parvenus à leur profil d'équilibre.

On ne voit pas pourquoi, à ce point de perfection, une plaine de piémont ne serait pas aussi stable qu'une plaine de niveau de base. En effet, cette dernière se trouve sous la dépendance immédiate du niveau de base. S'il s'élève, le niveau de la plaine tend à s'élever; s'il s'abaisse, la plaine est transformée en une terrasse vouée à la destruction, et une plaine de niveau plus bas lui sera substituée.

La plaine de piémont possède plus d'indépendance vis-à-vis du niveau de base. S'il s'élève, sans atteindre toutefois le niveau des points les plus bas de la plaine de piémont, cette dernière ne cesse pas de se construire.

S'il s'élève davantage, la partie la plus basse de la plaine de piémont s'élève aussi et se transforme en plaine de niveau de base. S'il s'abaisse, l'accumulation dans le piémont n'en continue pas moins. Cependant, la vague d'érosion régressive déclenchée à l'aval pourra, si elle est assez forte, parvenir jusqu'au bord du piémont. Aux points atteints par l'érosion régressive la pente sera accrue : l'accumulation sera plus réduite, cessera ou même laissera la place à l'érosion si le rajeunissement a été très énergique à l'aval. Le piémont pourra cesser de se construire, ou même être grignoté (*fig* 2).

Le piémont est donc moins exposé que la plaine de niveau de base à subir les effets d'une reprise d'érosion partie de l'aval. Celle-ci ne peut y être que plus tardive. De plus, la pente créée à l'aval par l'abaissement du niveau de base s'allonge par érosion régressive, et du même coup s'adoucit. On peut prévoir qu'à une certaine distance du niveau de base,

elle est assez atténuée pour se confondre avec la pente antérieure à laquelle elle passe insensiblement. L'érosion régressive est une érosion qui s'amortit.

Enfin, la notion de niveau de base ne suffit pas à expliquer l'accumulation. Une plaine de piémont implique la présence en amont de régions plus élevées où l'érosion est active. On ne peut regarder celle-ci comme une érosion remontante à partir du niveau de base, dont elle est séparée par une zone d'accumulation. Au niveau de base, l'érosion est nulle. Au voisinage du niveau de base, le potentiel érosif est très petit, parce que l'altitude est réduite et la pente faible. Pour qu'à partir de ce point l'érosion puisse remonter, il faudrait d'abord qu'elle y existât.

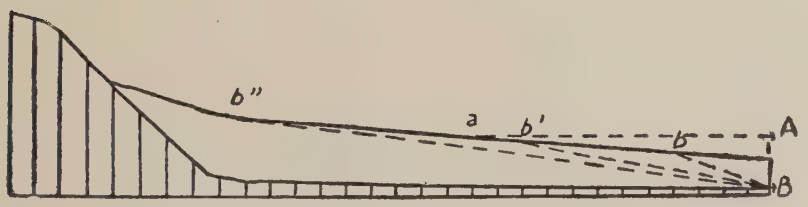


FIG. 2. — Érosion d'une plaine du piémont. A, *a* : élévation du niveau de base. B, *b*, *b'*, *b''* : abaissement du niveau de base et profils successifs.

En réalité, le potentiel érosif dépend de la pente, quelle que soit la position du niveau de base. L'érosion fluviale est forte sur les pentes fortes, faible ou nulle sur les pentes faibles ou nulles, quelle que soit l'altitude au-dessus du niveau de base du point considéré. L'accumulation dépend de l'érosion d'amont, qui seule peut fournir les matériaux, et de la pente au point considéré (et aussi des caractéristiques de l'agent de transport, qu'on laisse de côté pour l'instant). Il est donc plus important de connaître l'évolution de l'amont que celle de l'aval. C'est l'aval qui est sous la dépendance de l'amont, et non l'inverse. Le niveau de base ne régit pas la marche de l'érosion, ou de l'accumulation. Il est seulement une limite qui lui est imposée.

L'érosion dépend, en un point donné, de la pente, du climat, de la nature des roches, de la quantité de matériaux venus des régions plus élevées. L'énergie nécessaire à l'érosion est fournie par les agents atmosphériques et par la pesanteur, qui fait

glisser l'eau et les matériaux sur la pente. Les régions montagneuses sont généralement caractérisées par la forte valeur des pentes et par l'intensité des actions atmosphériques. L'érosion y est plus énergique qu'ailleurs, libérant une quantité importante de débris. Un piémont se construit lorsque la quantité de ces débris qui parvient au pied de la montagne est supérieure à celle qui peut être enlevée, que la cause en soit une pente insuffisante, un climat trop sec, une atmosphère trop calme pour que la déflation reprenne et emporte plus loin les matériaux apportés.

Au voisinage du niveau de base, c'est la petitesse de la pente et la diminution de la vitesse de l'eau qui sont responsables de l'accumulation, car les débris venus de l'amont ne peuvent être transportés plus loin. Au pied des chaînes littorales peuvent se former des plaines qui sont à la fois des plaines de piémont et des plaines de niveau de base. Mais d'une façon générale, on peut dire que la plaine de piémont est caractérisée par l'abondance des matériaux venus de l'amont, c'est-à-dire par le voisinage d'une région montagneuse, la plaine de niveau de base par la faiblesse de la pente, c'est-à-dire par le voisinage du niveau de base. La différence est donc essentiellement génétique. Elle permet une discrimination entre des formes qui, en dernière analyse, proviennent toutes de la démolition de hauts reliefs.

La basse plaine de Vénétie, les deltas du Pô, de l'Adige ou du Piave n'appartiennent pas au piémont alpin. La plaine des Landes, les Marais de Saintonge, même s'ils sont en grande partie formés par les sables et les vases qui représentent le dernier terme de l'alluvionnement pyrénéen, demeurent en dehors du Piémont des Pyrénées françaises.

PREMIÈRE PARTIE

VUE GÉNÉRALE

Chapitre I

LE PIÉMONT DES PYRÉNÉES FRANÇAISES : VUE GÉNÉRALE

Un profil transversal du Bassin d'Aquitaine montre deux sections de part et d'autre de la vallée de la Garonne. Sur la rive droite du fleuve, deux ou trois grands paliers, à peu près horizontaux, et séparés les uns des autres par de faibles dénivellations, s'étendent jusqu'au bord du Massif central. Sur la rive gauche, la pente est au contraire continue jusqu'aux Pyrénées, mais elle augmente quand on se rapproche de la chaîne. La surface, doucement inclinée vers le N., qui enveloppe les sommets des collines de la Gascogne, se raccorde aux Pyrénées par un talus de pente plus forte. On s'élève ainsi, sans gravir gradin ni ressaut, de 200 mètres environ au bord des coteaux qui limitent au S. la vallée agenaise de la Garonne, à près de 700 mètres au S. de Lannemezan. Une vieille tradition veut même que l'on puisse se rendre depuis les bords de la Garonne jusqu'en Espagne, par la vallée d'Aure, sans jamais franchir de rivière ni de ruisseau important, en suivant les crêtes : c'est l'antique voie de la Ténarèze. Près des Pyrénées, ces crêtes, en même temps qu'elles s'élèvent, s'élargissent. Les plus voisines se rapprochent, convergent et finissent par se souder pour former, au pied même de la montagne, un plateau. C'est, devant l'échancrure de la vallée de la Neste, le plateau triangulaire de Lannemezan. (Voir la carte morphologique.)

D'autres plateaux également triangulaires et digités, car ils sont plus ou moins entaillés par des vallées divergentes, lui succèdent à l'O. : le plateau de Cieutat-Orignac en face de la vallée pyrénéenne de l'Adour, le plateau de Ger en face de celle du Gave de Pau, le plateau de Sainte-Colome au débouché de celle du Gave d'Ossau. La correspondance de chaque plateau avec une vallée montagnarde, la disposition en éventail de leurs réseaux hydrographiques, reflétant la forme conique de

leur surface primitive, l'identité pétrographique des alluvions dont est fait le sol des plateaux et des roches qui constituent les bassins montagnards situés à l'amont, font reconnaître d'anciens cônes de piémont, aujourd'hui érodés.

En effet, dans la masse des plateaux ou sur leurs bords, de larges vallées ont été creusées par les rivières pyrénéennes héritières de celles qui édifièrent les cônes. La vallée sous-pyrénéenne de la Neste-Garonne, entre le bord des Pyrénées et celui du plateau de Lannemezan, atteint 6 kilomètres de largeur en amont de Saint-Gaudens, dans l'évasement appelé Plaine de Rivière. La plaine de Tarbes en mesure plus de dix entre les plateaux d'Orignac et de Ger. Il est vrai que l'Adour et les ruisseaux parallèles qui y coulent seuls aujourd'hui ont été aidés dans leur travail de déblaiement, pendant la période glaciaire, par de puissants courants venus, par Lourdes, du bassin supérieur du Gave de Pau. En Béarn, la plaine de Pontacq, qui limite à l'O. le plateau de Ger, est une vallée morte par où passa également un ancien Gave de Pau. La plaine de Nay, les plaines de Pardies, d'Artix et d'Argagnon correspondent aux élargissements de la vallée actuellement suivie par le Gave. La plaine d'Ogeu est une autre vallée morte, par où le Gave d'Ossau rejoignait, à Oloron, l'ample vallée du Gave d'Aspe.

Plateaux et plaines du Piémont des Pyrénées centrales, entre Saint-Gaudens et Oloron, entrent en communication directe avec la montagne. C'est à eux que s'applique la phrase de Vidal de la Blache[1]. Les plus hauts sommets des Pyrénées françaises, de la Tusse de Maupas (3.115 m.) au Pic d'Anie (2.502 m.), en passant par le Perdiguero, la Munia, le Marboré, le Vignemale, le Balaïtous et le Pic du Midi d'Ossau, se silhouettent sur le ciel à 30 ou 40 kilomètres de la plaine.

A l'O. du Pic d'Anie, les Pyrénées n'atteignent plus qu'exceptionnellement 2.000 mètres d'altitude. Par rapport à la plaine, la dénivellation devient moins forte, le contraste atténué. Les Pyrénées atlantiques s'avancent en outre plus loin vers le N. que les Pyrénées centrales, et la zone de piémont se trouve décalée dans la même direction. Les collines béarnaises de Salies et de Sauveterre, les collines basques, les bas plateaux

1. Citée dans l'introduction.

du pays de Seignanx, au N. de l'Adour maritime, qui constituent aux Pyrénées occidentales une sorte de piémont, ne sont donc pas la continuation directe des plateaux et des plaines situés au pied des Pyrénées centrales. Ils entrent seulement en contact avec leur prolongement nord-occidental. Ces traits nouveaux confèrent à la région son originalité. Les plateaux d'alluvions qu'on y rencontre ne sont pas d'anciens cônes de déjection, mais des fragments de terrasses. Et les plateaux situés immédiatement au pied des Pyrénées occidentales se montrent dépourvus de manteau alluvial.

Une troisième région s'individualise à l'E. du méridien de Saint-Gaudens. Entre les Pyrénées proprement dites et les plaines de l'Aquitaine méridionale s'interpose en effet un liséré de basses montagnes, une longue suite de chaînons (Petites Pyrénées, Plantaurel) dont l'altitude égale à peine celle des plateaux du Piémont des Pyrénées centrales, sauf à l'E. de l'Ariège, où elle peut exceptionnellement dépasser 1.000 mètres. Cette zone de petites montagnes prépyrénéennes[2] se substitue ici au piémont. Elle se montre cependant recouverte par places, dans sa moitié occidentale, par des alluvions analogues à celles de Lannemezan, en particulier au débouché de la vallée montagnarde du Salat. Mais à l'E. de l'Ariège, le relief plissé règne sans partage. Et les sédiments du Bassin d'Aquitaine, relevés au contact des premiers chaînons, dessinent des côtes au front tourné vers la montagne. On ne trouve plus ici de piémont. Seules les vallées des rivières pyrénéennes, Garonne, Ariège, Hers, très élargies dans les dépôts tendres oligo-miocènes, s'épanouissent à Cazères, à Pamiers, en plaines alluviales qui rappellent celles du Piémont des Pyrénées centrales.

La quatrième région est un peu à part, car elle appartient au monde méditerranéen. Tandis qu'en avant de la grande chaîne, la zone prépyrénéenne se poursuit, il s'y ajoute au N. l'élément nouveau d'un massif ancien, celui de Mouthoumet. Entre la couverture plissée de ce massif ancien et la Montagne Noire, subsiste seulement l'étroit couloir qui mérite le nom de Porte d'Aquitaine et de Languedoc, et que surveillait autrefois la célèbre Cité. La montagne s'est démesurément élargie. Le Piémont des Pyrénées méditerranéennes n'est plus au N., il faut

2. Goron 133.

le chercher à l'E., sur les bords de la dépression roussillonnaise. C'est un piémont qui plonge dans la mer, comme celui du Frioul. La montagne enveloppe la plaine de trois côtés. On peut rapprocher du Roussillon les dépressions intérieures des Pyrénées méditerranéennes, le Conflent, simple golfe du Roussillon, la Cerdagne, bassin tectonique appartenant au même système de dislocations, et encore méditerranéenne par certaines nuances de son climat. Sur les bords de ces bassins ceinturés de hauteurs, des piémonts se sont construits, car ces petites plaines entrent, elles aussi, « en communication directe avec la montagne ».

Cette communication n'apparaît guère moins directe au bord de l'Océan, où la silhouette dissymétrique de la Rhune (900 m.) se découpe au-dessus de l'horizontalité des plateaux labourdins calmement étendus 800 mètres plus bas, qu'à Lannemezan : la plaine s'y élève jusqu'à près de 700 mètres, mais pour mourir brusquement au pied d'escarpements raides montant d'un seul jet à 1.300 ou 1.400 mètres, puis se haussant par une série de jaillissements successifs jusqu'à 3.000 mètres environ. A Tarbes comme à Pau, à Saint-Gaudens comme à Pamiers, à Perpignan, à Puigcerda même, l'opposition éclate, non moins évidente. Mais la rencontre de la montagne et de la plaine ne revêt pas partout les mêmes formes.

I. — Limites du Piémont et des Pyrénées.

1. Les Piémonts des Pyrénées méditerranéennes. — A l'Ouest de l'Aude et de l'Ariège, les seules plaines des Pyrénées occupent le fond des vallées principales et des petits bassins qui ne sont que la dilatation de ces vallées. Ce sont des plaines de montagne, et non des plaines de piémont. Il n'en est pas de même dans les Pyrénées méditerranéennes, où apparaissent des dépressions beaucoup plus vastes, qui ne peuvent s'expliquer par la seule érosion. Ce sont des dépressions structurales. Elles doivent leur origine à un affaissement ou à un effondrement ayant brisé la continuité de la montagne. Des flexures ou des failles mettent en contact plus ou moins brusque deux zones indépendantes dont la rencontre est propice à la construction d'un piémont.

Nulle part dans les Pyrénées on ne rencontre d'aussi grandes dénivellations sur d'aussi courtes distances. La petite plaine de la Cerdagne se déprime à plus de 1.700 mètres au-dessous du Carlit, du Campcardos et du Puigmal. Le fond du bassin de Prades se situe 2.500 mètres plus bas que le sommet du Canigou, distant d'une dizaine de kilomètres seulement.

La profondeur véritable de ces dépressions est inconnue. Car les débris arrachés à leur cadre montagneux s'y sont accumulés sur des épaisseurs que l'on n'a pas sondées. On sait seulement qu'à Ponteilla, dans la plaine du Roussillon, elles dépassent 750 mètres[3]. L'existence, en ce point, de dépôts torrentiels à 650 mètres au-dessous du niveau de la mer est une preuve de l'affaissement du bassin roussillonnais. Il a contrarié l'étalement des alluvions pyrénéennes, englouties au bord même de la montagne dans un bassin au fond mobile. On peut, de ce point de vue, rapprocher de la dépression roussillonnaise les plaines du Narbonnais, non pour les rattacher au Piémont pyrénéen, mais parce que la présence de cette autre zone affaissée au voisinage de la limite N.-E. de la chaîne n'est pas indifférente à l'évolution morphologique des pays de l'Aude.

2. **La bordure des Pyrénées de l'Aude.** — C'est en effet jusqu'aux plaines du Narbonnais qu'il faut aller pour sortir définitivement de la montagne. Les Corbières sont des montagnes d'altitude modérée (Pech de Bugarach, 1.231 m.) mais vigoureusement plissées, avec des chevauchements s'expliquant par la présence au N., du môle résistant d'un massif primaire, celui de Mouthoumet, lui-même fracturé et poussé en direction du N. sur le pays tertiaire. Ce dernier à son tour est plissé : crêts vigoureux, comme celui qui enveloppe le massif de Mouthoumet, autour duquel s'esquisse une dépression périphérique, anticlinaux évidés en combes, synclinaux perchés, orientés d'O. en E. parallèlement au bord du Mouthoumet. Les calcaires du Thanétien et du Lutétien, armature de la région, se prêtent au dégagement des formes structurales. L'Aude longe la Montagne d'Alaric, anticlinal puissant et lourd, dont l'extrémité orientale s'est effondrée vers la dépression de l'Orbieu. Le plan de faille constitue une coupe

3. Mengel 184.

naturelle à travers l'anticlinal dont le cœur se montre formé par des calcaires dévoniens. L'apparition de ces terrains témoigne de la vigueur des mouvements orogéniques, de l'ampleur de dénivellations qui affectent le socle primaire jusqu'au couloir de l'Aude.

C'est dans ce relief heurté, où les dénivellations de 500 à 600 mètres sont fréquentes entre les crêtes et les talwegs, que pénètrent des golfes de plaine. Dépressions fermées plus ou moins circulaires, comme celles de l'étang de Marseillette et de la région d'Olonzac, golfes évasés et rias plus ou moins ramifiées comblées par des alluvions sans doute en majeure partie pliocènes, d'où émergent des collines isolées formées par les terrains plus anciens, tels sont les aspects qui annoncent le voisinage de la Méditerranée. La plaine de Lézignan est séparée de celle de Narbonne par d'âpres collines de calcaire gris, d'âge liasique. Des dépressions anastomosées s'y insinuent. La plaine de Narbonne est fermée du côté de l'E. par le chaînon urgonien de la Clape, où s'accrochent les cordons littoraux d'une côte parfaitement régularisée.

Ainsi, dans la région audoise, la montagne meurt petit à petit, perdant de l'altitude tout en conservant une partie de ses caractères, en particulier son relief plissé. Elle se termine au bord du golfe du Lion par un enchevêtrement de hauteurs décharnées et de plaines horizontales; effondrements, affaissements, formes de dissolution semblent avoir joué un rôle important dans leur genèse. Toute cette région est donc destinée à demeurer en dehors de notre étude. On aura seulement à y expliquer l'absence de reliefs de piémont.

3. **Les Prépyrénées ariégeoises et garonnaises et le Piémont.** — Du côté de l'O., le massif de Mouthoumet s'ennoie périclinalement au passage de la vallée de l'Aude, près d'Alet. Seuls se poursuivent les plis de sa couverture crétacée et éocène dans la zone des Prépyrénées de l'Ariège. Formant une barrière incomparablement plus mince que les Corbières, les plis rigides et continus des Prépyrénées ne s'interposent pas moins entre les Pyrénées proprement dites et la plaine : ainsi, jusqu'à la cluse de Boussens, les deux régions ne peuvent entrer en communication directe.

Les calcaires du Crétacé supérieur (Maestrichtien, Danien) et de l'Eocène inférieur (Thanétien) forment l'armature de cette lisière montagneuse plissée. Ces calcaires se relaient pour donner des reliefs, — flancs d'anticlinaux ou revers de crêts, — constituant des repères morphologiques commodes plutôt qu'une véritable limite. En effet, ces crêts, ces anticlinaux découronnés, malgré leur remarquable continuité jusqu'à la Garonne, malgré la vigueur et la pureté de leur dessin, séparent deux zones somme toute assez peu contrastées. Ici encore, le passage de la montagne à la plaine se fait graduellement. On peut, en allant des Corbières vers la Garonne, distinguer trois secteurs.

a) *De l'Aude à l'Ariège.* — Le premier s'étend jusqu'à la vallée de l'Ariège, coupure transversale de majeure importance[4]. S'y poursuivent, progressivement atténués, les caractères morphologiques de la région audoise. On se trouve à la périphérie du Bassin d'Aquitaine. Les différentes assises tertiaires, disposées en retrait les unes par rapport aux autres, se redressent vers le Sud, l'Est et le Nord (Montagne Noire). Alternativement dures et tendres, elles ont permis le dégagement d'une série de côtes concentriques dont les contours suivent de loin ceux des massifs sur lesquels elles s'appuient. Du côté des Pyrénées, en particulier, la puissance et la relative résistance à l'érosion des poudingues lutétiens et bartoniens expliquent la vigueur des côtes trapues qui se succèdent à partir du crêt thanétien et parallèlement à lui, en direction du N. Très découpées et morcelées par un réseau conséquent serré, elles n'en forment pas moins de fortes collines dissymétriques, parfois plus hautes que le crêt thanétien lui-même. Ce dernier se maintient aux environs de 700 mètres à l'E. de Foix, entre la cluse du Douctouyre et celle de l'Ariège, au-dessus de laquelle il se hérisse comme le tranchant d'une lame ébréchée. Mais les collines plus lourdes des poudingues montent à 731 mètres au Mont Pastouret, 732 mètres au Pech de Coumelongue, près de Ventenac. Il en est de même sur la rive gauche de la cluse de l'Ariège à Varilhes où, du sommet de l'épaisse côte des poudingues, on peut voir par dessus la tranche du crêt plus acéré mais plus frêle des calcaires thanétiens.

---

4. Goron 133.

C'est donc par transitions véritablement insensibles qu'on passe, entre Aude et Ariège, des anticlinaux et des crêts prépyrénéens aux côtes bordières du Bassin d'Aquitaine. Il arrive même, comme au N. des Corbières, que le relief conserve, au N. des Prépyrénées, les caractères d'un relief plissé. Au S.-E. de Mirepoix, le dôme de Lagarde et de Tréziers fait apparaître, par inversion du relief, à l'intérieur d'une boucle de crêts formés par les assises redressés des poudingues, une combe ouverte dans les grès lutétiens. Les principaux affluents de l'Ariège, l'Hers sur une partie de son cours, en aval de Mirepoix, et la Vixiège, mettent en valeur cette structure plissée. Ils coulent d'E. en O., suivant la pente générale du Bassin; l'Hers, au contact de deux formations géologiques différentes, a creusé une vallée monoclinale; la Vixiège occupe le fond d'une ondulation synclinale bien visible dans son cours supérieur.

Ainsi, à l'E. de l'Ariège, pas de contraste marqué entre deux types de relief, pas de dénivellation brusque, mais un passage graduel des petites montagnes des Prépyrénées aux côtes de la lisière méridionale du bassin d'Aquitaine. Cette région n'est pas un piémont. Elle restera, comme celle qui s'étend à l'E. et au S. de l'Aude, en dehors de notre étude. Mais il n'en sera plus de même à l'O. de l'Ariège.

b) *Entre Ariège et Arize.* — De Varilhes à Sabarat, les alignements parallèles des crêts prépyrénéens et des côtes formées par les multiples assises de poudingues intercalées dans les formations de l'Eocène supérieur et moyen se poursuivent avec la même orientation E.-S.-E. - O.-N.-O. et la même continuité. C'est la côte des poudingues de l'Eocène supérieur, la plus avancée vers le N., qui demeure la plus haute : presque 700 mètres au Pech de Loubens, encore près de 450 mètres au N. de Sabarat. Elle reste en effet formée par l'assise de beaucoup la plus puissante et, comme à l'E. de l'Ariège, elle a mieux résisté à l'érosion que les crêts plus durs, mais plus redressés et plus minces, qui courent plus au S. Mais trois caractères nouveaux, par rapport aux régions de la rive droite de l'Ariège, sont apparus. Du point de vue structural, le faisceau formé par les plis prépyrénéens et par les côtes de bordure se resserre brusquement : sa largeur, qui était de 20 kilomètres au S. de Mirepoix, se réduit à 5 kilomètres près de Loubens. Montagne et plaine sont encore séparées.

Mais ce n'est plus que par une étroite lisière, derrière laquelle la masse sombre de la Forêt d'Andronne signale la proximité des massifs primaires nord-pyrénéens. Du point de vue stratigraphique, une discordance angulaire se manifeste entre les poudingues éocènes fortement redressés vers les Pyrénées et les mollasses oligo-miocènes non plissées et restées pratiquement horizontales. Du point de vue morphologique, enfin, un contraste d'altitude et de relief s'établit entre la zone prépyrénéenne et la région des mollasses.

Ces deux derniers traits méritent un examen particulier. La discordance stratigraphique d'abord. A l'E. de l'Ariège, on avait affaire aux couches les plus anciennes du Bassin aquitain. Elles se sont déposées directement sur les couches éocènes fortement redressées ou même plissées. Elles ont été à leur tour légèrement gauchies et relevées sur leur bord, au voisinage des Pyrénées et des Corbières, par les derniers mouvements pyrénéens. Ainsi s'explique le passage ménagé entre la région plissée et la région simplement parcourue par de légères ondulations. Du côté de l'O. au contraire, on rencontre des niveaux de plus en plus récents. Dès l'époque de leur dépôt, les mouvements orogéniques devaient être assez amortis pour qu'aucune déformation appréciable n'ait été ultérieurement enregistrée.

C'est aussi la raison pour laquelle les faciès deviennent plus uniformes. Tandis que les dépôts mollassiques les plus anciens montrent de nombreuses intercalations de poudingues, de grès et de lits calcaires, propices au dégagement de formes structurales, les plus récents sont homogènes. A part quelques niveaux minces et discontinus de graviers ou de calcaires, rien ne semble avoir troublé la sédimentation des dépôts fins de la mollasse. Celle-ci s'avance transgressivement, au S. de Pamiers, sur les poudingues éocènes, à l'exception du bord redressé de ces derniers, trop élevé pour être recouvert.

Ces différences stratigraphiques préparaient des reliefs dissemblables. Une structure à peu près horizontale, de grandes épaisseurs de roche homogène (au moins 200 mètres et, par endroits, d'après de rares sondages profonds et de récentes recherches géophysiques, bien davantage[5]) excluaient l'appari-

5. Mengaud **177**. — Renseignements inédits communiqués par la direction de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, d'après les levés de la Compagnie Générale de Géophysique.

tion de côtés. Le modelé, purement fluvial, contraste donc avec le relief plissé prépyrénéen. De plus, les Prépyrénées et leur bordure étaient déjà soulevées et mordues par l'érosion au moment du dépôt des mollasses qui ont partiellement fossilisé leurs combes et leurs cluses. L'évolution du relief plissé était largement commencée au moment où la surface du pays mollassique achevait de se construire par accumulation fluvio-lacustre. Le modelé en creux, sculpté au-dessous de cette surface, est donc plus jeune que le relief plissé prépyrénéen.

Ainsi, pour la première fois depuis les Corbières, deux familles de relief bien différentes entrent en communication. Ce n'est pas encore le contact direct de la plaine avec la montagne, mais celui de collines taillées à partir d'une surface de remblaiement avec un relief plissé évolué jusqu'au découronnement des anticlinaux, au dégagement des crêts et même jusqu'à l'inversion du relief perchant les carènes synclinales, comme près du Mas-d'Azil. En ce sens, cette région est déjà un piémont, dont les caractères vont se préciser en direction de l'O.

c) *Entre Arize et Garonne.* — A Sabarat, au sommet des coteaux qui se dressent à 180 mètres au-dessus de l'Arize, s'observe pour la première fois un changement décisif : la côte des poudingues éocènes, qui n'avait cessé de dominer d'assez haut (plus de 200 mètres entre Varilhes et Montégut) les collines découpées dans les dépôts presque horizontaux du bassin tertiaire, s'ennoie sous ces mêmes dépôts. Le sommet des coteaux de Sabarat est formé par une argile ferrugineuse à gros galets de quartz patinés et brunis. Elle recouvre aussi les mollasses, armées de nombreux bancs calcaires, rapportées par Vasseur au Lutétien supérieur[6], qui forment une partie du sommet et le versant méridional des coteaux de l'Arize. Le mamelon aplati de Barbeziel d'en haut, isolé par l'érosion du ruisseau de Marveille des mamelons semblables qui s'aperçoivent au N., est le témoin avancé d'une transgression qui est venue empiéter sur le domaine prépyrénéen. Jusqu'à la Garonne et au delà, on verra ces empiétements se développer et les dépôts détritiques finir par

6. Notice de la carte géologique détaillée, feuille de Pamiers.

recouvrir entièrement les Prépyrénées. Le Piémont revêtira désormais la forme d'une construction alluviale parfois très puissante, ensevelissant partiellement la lisière des Pyrénées.

La question des limites se trouve à nouveau posée. En effet, dans ce troisième secteur prépyrénéen, les régions culminantes, dont l'altitude se situe en général entre 500 et 600 mètres, sont tantôt des crêts calcaires appartenant au Plantaurel (à l'E. du Volp) ou aux Petites Pyrénées (à l'O. de cette petite rivière), et tantôt des plateaux d'alluvions plus ou moins ravinés sur leurs bords. L'altitude des plateaux peut être supérieure à celle des crêts voisins. Le plateau de Lasserre monte à 576 mètres au S. de ce village, tandis que le crêt du Plantaurel culmine à 559 mètres seulement à la Quère[7]. Au N. de Saint-Girons, le plateau alluvial des Baudis, nommé la Plane, atteint 604 mètres. Son socle est formé par du flysch crétacé et des calcaires jurassiques : on est donc dans une zone plus interne que les Petites Pyrénées. Sur le même méridien, celles-ci ne s'élèvent pas au-dessus de 562 mètres (crêt au N.-E. de Tourtouse). Aussi ces plateaux forment-ils de merveilleux belvédères.

Désormais, les Prépyrénées ne constituent plus une limite méridionale pour le Piémont. Elles ne le séparent plus des Pyrénées proprement dites, et c'est plus loin vers le S. que doit être cherchée la limite de notre région. Cette limite ne peut être que celle de la zone où se rencontrent des plateaux alluviaux pareils à ceux de Sabarat, de Lasserre et des Baudis. Or, on les voit s'avancer, sur la rive droite du Salat, au S. de Saint-Girons, jusqu'à Eycheil, au pied du massif primaire de la Forêt de Rivèrenert, dont la masse sombre domine de 700 à 800 mètres collines et vallées du Bas-Sérou et du Plantaurel, et le bassin de Saint-Girons.

Le front élevé de ce massif constitue une limite géographique de premier ordre. Là commencent, avec les altitudes qui dépassent largement 1.000 mètres, les vallées étroites et profondes, le relief difficile, — les genres de vie véritablement montagnards. Au contraire, le domaine prépyrénéen est un bas pays tout pénétré par les influences aquitaines. Original par ses

---

7. I. G. N. Carte au 20.000e. Le Mas-d'Azil n° 6.

paysages physiques, il se révèle, depuis les Corbières jusqu'à la cluse de la Garonne, trop étroit et trop peu élevé pour ne pas avoir plus d'affinités avec la plaine qu'avec la montagne.

Celle-ci ne commence vraiment qu'avec les massifs primaires nord-pyrénéens, Tabe, Massif de l'Arize, dont la forêt de Rivèrenert forme l'extrémité occidentale, et la zone secondaire plissée avec ses parois de calcaire urgonien dressant au bord du Pays de Sault leurs murailles abruptes, hautes de plusieurs centaines de mètres, grande falaise grise et déchiquetée élevée aux frontières de deux mondes.

Le troisième secteur des Prépyrénées, entre Arize et Garonne se trouve donc partiellement inclus dans notre étude. La vallée du Salat en aval de Saint-Girons, assez large dépression, pour partie longitudinale, ouverte parallèlement aux plis prépyrénéens du chaînon d'Ausseing, doit elle-même être franchie, car les plateaux d'alluvions qui nous servent de repères se montrent au S. comme au N. de ce sillon, à peu près à la même altitude. Notre limite coïncide donc avec les escarpements le plus souvent formés par les calcaires urgoniens presque verticaux de la couverture secondaire du Massif de Milhas ou par les schistes cristallophylliens de ce massif lui-même. Les Petites Pyrénées sont laissées loin vers le N. A plus forte raison renoncerons-nous, à l'O. de la cluse de Boussens, à y accrocher la limite du Piémont.

4. **Entre Salat et Neste.** — En amont de la cluse de Boussens, on trouve dans le prolongement de la basse vallée, pour partie longitudinale, du Salat, une dépression plus ample, plus longue et plus franchement longitudinale suivie par la Neste et par la Garonne sous-pyrénéennes. Longue de 50 kilomètres, large de 6 au plus, cette dépression sépare les Pyrénées du Bassin d'Aquitaine. Elle s'ouvre en effet au contact de terrains secondaires plissés qui forment son versant droit, et de sédiments tertiaires non plissés constituant les coteaux de rive gauche. Ces derniers ont un modelé purement fluvial, comparable à celui qui se montre à l'O. de l'Ariège et au N. de la côte des poudingues. Au S. de la dépression, au contraire, les calcaires durs, les marnes feuilletées et le flysch crétacés donnent en général des collines plus vigoureuses et un relief plus varié où se reconnaissent des influences structurales.

Mais entre le Salat et le Ger, ou ruisseau d'Aspet, les altitudes ne dépassent qu'exceptionnellement 500 mètres sur une largeur d'environ 8 kilomètres. Les coteaux de la rive opposée montent aussi haut. De plus, les terrains plissés, formés ici surtout par les schistes et les grès tendres du flysch, servent souvent de socle à des plateaux d'alluvions. Ces plateaux d'entre Garonne et Salat appartiennent toujours au Piémont.

Est-ce à dire qu'il faut renoncer à adopter la limite si évidente de la dépression sous-pyrénéenne de la Neste-Garonne au profit d'une limite plus méridionale? On le peut sans inconvénient à l'E. du Ger, car la plaine récente de la Garonne en aval de Saint-Gaudens ne conserve qu'une largeur réduite; de plus, la vallée tend à perdre, dans ce secteur, son caractère longitudinal. Mais entre Saint-Gaudens et Montréjeau elle s'épanouit dans la Plaine de Rivière, véritable hiatus entre la monotonie des coteaux mollassiques au N. et la hardiesse des pyramides calcaires de la pittoresque région de Sauveterre au S. Ici, plus de plateaux alluviaux, mais des versants d'une raideur géométrique, des altitudes de petites montagnes : 700 mètres et plus. En bas, la Plaine de Rivière étale aux environs de 400 mètres ses vastes horizons, en magnifique contraste avec la grâce élancée du Cagire, l'étagement majestueux et brusquement rompu des entablements et des corniches du Gar et, tout au loin, le jaillissement du Pic du Midi de Bigorre. Le pays de Sauveterre n'appartient donc pas au Piémont. Celui-ci s'arrête au pied des parois urgoniennes de ses fières collines.

On adoptera pour limite toute la vallée de la Neste-Garonne en amont de Saint-Gaudens. En effet, le calcaire urgonien continue à former des reliefs vigoureux jusqu'à la vallée transversale de la Neste et au delà.

Sans doute ne dresse-t-il pas un front sans fissures : des cluses, comme celles de Bazert et de Tibiran, s'y ouvrent; une dépression assez ample s'enfonce en golfe jusqu'à Saint-Arroman et Mazouau, à l'intérieur du coude dessiné par la Neste à sa sortie des Pyrénées. Mais ce sont là des accidents mineurs, qui laissent subsister le contraste entre le versant pyrénéen de la vallée, et le rebord plus modeste du Plateau de Lannemezan.

5. **De la Neste au Gave d'Oloron.** — Le Plateau de Lannemezan est le premier des grands plateaux qui, entre la Neste et le Gave d'Oloron, s'étendent au pied des Pyrénées centrales : Pla-

teau de Cieutat-Orignac, Plateau de Ger. Ailleurs ne subsistent que des collines allongées, comme en Béarn, au S. de Nay, Pau et Monein. Ces plateaux ont la forme de triangles tournant une pointe vers les Pyrénées. A partir du sommet de cette pointe, qui souvent ne touche pas le bord de la montagne, chaque plateau s'épanouit en éventail, de telle sorte que les côtés de deux plateaux voisins ne tardent pas à se rejoindre, laissant entre eux et le versant de la montagne des dépressions triangulaires qu'on pourrait hésiter à rattacher au Piémont. Tels sont, entre Lannemezan et Cieutat, l'agreste pays des Baronnies, dont les ruisseaux se rassemblent pour former l'Arros, et, entre Ouzom et Gave d'Ossau, les collines des environs de Bruges. Mais ces régions enclavées dans le Piémont peuvent d'autant moins en être séparées qu'elles se distinguent, au même titre que lui, de la vraie montagne.

En effet, si on remonte la vallée de l'Arros, ou l'une quelconque des petites vallées ouvertes dans ces régions de collines intercalées entre les plateaux du Piémont, on ne tarde pas à se heurter à une haute et dure muraille de calcaires urgoniens verticaux, qui n'est pas sans rappeler le rempart hautain du Pays de Sault, formé par les mêmes roches. Entre Hèches dans la vallée de la Neste et Bagnères dans celle de l'Adour, entre Lourdes et Lurbe, dans la vallée du Gave d'Aspe au S. d'Oloron, la muraille urgonienne se continue rigide, parfois doublée, vers l'intérieur de la chaîne, par un rempart dolomitique non moins vertical et non moins puissant. Les seules meurtrières de ce rempart sont les brèches ouvertes par les gaves, cluses toujours étroites, même lorsque l'érosion glaciaire est venue apporter son renfort à l'érosion fluviale.

Très souvent, ce contact est souligné par des dépressions longitudinales. Sans avoir l'ampleur et la continuité de la vallée de la Neste-Garonne, elles n'en constituent pas moins une limite précise entre Pyrénées et Piémont. L'une d'elles, entre Gave d'Ossau et Ouzom, est suivie tour à tour par une série de petits ruisseaux qui ont dégagé, au pied de l'escarpement urgonien, une sorte de côte discontinue formée par le talus de la région marneuse qui s'étend au N. Le Gave d'Ossau lui-même, en aval d'Arudy, adopte un tracé à peu près longitudinal (carte morphologique). Mais la vraie limite est formée par les vallées

subséquentes de ruisseaux comme le Lourtau, affluent du Gave d'Aspe : ils ont dégagé, au contact des terrains variés plongeant vers le N., une série de petits sillons monoclinaux. Leurs affluents méridionaux sont des ruz qui ont découpé au flanc de l'anticlinal du Mail Arrouy de magnifiques chevrons. Entre Lourdes et Saint-Pé-de-Bigorre, la vallée longitudinale du Gave de Pau suit le pied de l'escarpement de sa rive gauche de si près que, d'en bas, des contreforts cachent presque toujours le sommet de la muraille, et constitue elle aussi une excellente limite.

Mais ces commodes dépressions longitudinales n'existent pas à l'E. de Lourdes, et la limite de la région enclavée entre les plateaux de Ger et de Cieutat-Orignac en est rendue plus difficile à fixer. On est tenté d'accuser la vigueur des plissements dans ce secteur, et l'avancée vers le N. du massif primaire du Pic du Midi. Mais c'est pourtant encore l'urgonien, en avant du massif primaire, qui constitue la limite topographique la plus nette. Ses rigides escarpements, qu'escaladent les échelles de Pilate, séparent avec précision la haute montagne, échancrée par des cirques, de fortes collines qui ressemblent à celles des Baronnies et de la région de Bruges.

A l'O. du Gave d'Oloron apparaissent d'autres paysages, au pied d'une montagne elle-même transformée.

6. **Le Piémont et les Pyrénées occidentales.** — La teinte uniforme largement étalée sur les cartes géologiques, en bordure des Pyrénées, depuis la région d'Oloron jusqu'à la ria de la Bidassoa, pourrait laisser espérer que désormais montagne et piémont seront faciles à séparer. Cet avant-pays des Pyrénées de l'Ouest paraît en effet le royaume quasi-uniforme du flysch supracrétacé. Mais il n'en recèle pas moins des problèmes particuliers.

D'abord, l'uniformité de la teinte des cartes géologiques signifie la disparition des plateaux d'alluvions en bordure des Pyrénées, plateaux qui ont été, depuis Sabarat jusqu'ici, nos repères les plus précieux. Sans doute ne s'évanouissent-ils pas brusquement. Déjà, entre les Gaves de Pau et d'Oloron, ils deviennent plus mesquins, plus morcelés. A l'O. d'Oloron, ils cèdent décidément la place à des collines découpées dans la roche en place. Les nappes d'alluvions ne se rencontrent qu'en Chalosse et de part et d'autre de l'Adour maritime, à distance de la montagne avec laquelle elles n'ont aucun contact direct. Quelle est donc

ici la limite du Piémont? Peut-on même encore parler de piémont?

On sait qu'à l'O. du Pic d'Anie, les Pyrénées ne méritent plus d'être qualifiées de hautes montagnes. Le puissant bâti primaire de la Zone axiale, encore soulevé à plus de 3.000 mètres dans la région où se hausse l'épaule dissymétrique du Balaïtous, s'ennoie assez rapidement sous une couverture de calcaires crétacés et éocènes; les plus hauts sommets n'atteignent plus que 2.000 mètres, puis 1.000 mètres environ au voisinage de l'Océan.

Cependant, ces moyennes montagnes ne cessent pas de se dresser à l'horizon comme une ligne de hauteurs sans fissure. Vues d'Orthez, ou même de Biarritz, elles n'abdiquent pas entièrement l'allure fière qui fait la grandeur des paysages de Tarbes et de Pau. Les bancs très redressés du calcaire urgonien forment les bastions et les tours de Pène-Arrouye et de Pène-Blanque, au S. d'Arette, les grands escarpements de la Forêt des Arbailles, comme les éclatantes parois d'Isturits. Au delà, en Labourd, l'urgonien est relayé par les quartzites du Permo-Trias, dressant tout le long de la frontière franco-espagnole de grands plis dissymétriques, comme la Rhune. La montagne débute donc toujours avec les roches dures. C'est le contact de cette bordure avec l'avant-pays qu'il faut examiner, de part et d'autre de la Bidouze.

a) *Entre Oloron et la Bidouze* s'étend un pays verdoyant et varié de fortes collines ou de basses montagnes constituées par le flysch calcaire plissé. Les altitudes demeurent relativement modestes, même au S. où, lorsqu'il n'est pas chevauché par les assises plus anciennes, le flysch tourne vers les Pyrénées une sorte de front de côte festonné, par exemple en Soule (montagne de Sainte-Madeleine). Mais tout le pays est fortement découpé par des vallées nombreuses et profondes, car le niveau de base océanique est proche, le climat humide, le flysch pas très dur à entamer. Des dénivellations de 500 mètres ne sont pas rares.

Cependant, sur la bordure N.-E. de cette région, le long du Gave d'Oloron, l'altitude diminue et surtout la topographie devient plus régulière. Les sommets se montrent nivelés et semés d'un cailloutis qui s'épaissit, sur la rive droite du gave, où il forme de petits plateaux. Il semble indiqué de faire passer ici la limite du Piémont, limite qui serait indécise si par bonheur

un accident structural du flysch ne permettait de lui assigner, sans trop d'arbitraire, un tracé des plus précis.

Dès le Gave de Mauléon, en effet, le flysch se gonfle en un vaste bombement anticlinal allongé parallèlement aux plis pyrénéens, de l'E.-S.-E. à l'O.-N.-O. Ce bombement a été ouvert par l'érosion et transformé en une boutonnière longue de 30 kilomètres. A l'intérieur de l'enceinte continue des côtes incurvées et boisées formées par le flysch calcaire s'étend une dépression marneuse au relief plus mou, peuplée de nombreux villages. C'est le *bray* de Saint-Palais[8]. La côte septentrionale domine le fond de la dépression d'une centaine de mètres au plus. Elle est très festonnée par une série de percées vives ou mortes, les premières suivies par la Bidouze et ses affluents, les secondes s'ouvrant comme des *wind gaps* sur la vallée du Gave de Mauléon. La côte méridionale montre plus de vigueur et de rigide continuité; elle est rafraîchie par une série de ruisseaux subséquents et par la Bidouze elle-même, en amont de Saint-Palais. La ligne sombre du Mont-Sauveur s'élève à 200 mètres au-dessus des eaux claires de la petite rivière. Au delà commencent les montagnettes du flysch, se haussant progressivement à 300, 400, 500 mètres dans le pays de Soule.

Il semble d'autant plus naturel de faire passer par ce front de côte fermement dessiné la limite du piémont, que la côte fermant au N. le bray de Saint-Palais manque de vigueur. A l'O. de la Bidouze, elle n'est que le rebord des bas plateaux qui commencent aux Landes de Mixe et s'étendent jusqu'à l'Océan.

b) *De la Bidouze à l'Océan.* — A l'O. du bray de Saint-Palais, le massif gneissique du Labourd, modeste réapparition de la Zone axiale pyrénéenne, se substitue aux petites montagnes de flysch souletines. Seule la bordure septentrionale de la zone du flysch se poursuit vers l'O., en même temps qu'elle va s'élargissant. Elle forme des plateaux dont l'altitude ne dépasse nulle part 200 mètres. Bien qu'ils soient découpés par de multiples

8. « Le cas du Bray est si clair et si schématique, écrit M. de Martonne, qu'on a proposé de s'en servir comme d'un nom commun, et d'appeler un Bray toutes les régions analogues, caractérisées par une inversion du relief dans une structure ondulée. » (*Traité de Géogr. phys.*, t. II, 6e éd., p. 773.)

vallées, ramifiées et profondes, car elles se raccordent à l'Adour maritime, ils laissent une impression de grande monotonie. Leur partie la plus compacte, prolongeant sur la rive gauche de la Joyeuse les Landes de Mixe, porte les landes non moins mornes et non moins désertes d'Hasparren. Passé la Nive, les Bois de Saint-Pée signalent la continuation de ces surfaces très régulières presque jusqu'à la baie dorée de Saint-Jean-de-Luz. Par delà les boues de la Nivelle, les mêmes surfaces, toujours aussi parfaites, s'étendent au pied de la Rhune, jusqu'à la Bidassoa.

Les bancs calcaires et marneux du flysch affleurent par leur tranche et montrent dans les coupes d'invraisemblables plissotements. Aussi la régularité du glacis qui précède les Pyrénées entre le Gave d'Oloron et l'Océan est-elle l'œuvre de l'érosion. Pourtant, les raisons ne manquent pas pour rattacher ce glacis d'érosion au Piémont. D'abord, sa genèse pose les mêmes problèmes : est-il un piémont dont la couverture alluviale, trop mince, aurait été enlevée? ou bien s'apparenterait-il aux glacis rocheux du type des pediments? Mais l'argument le plus décisif est celui de la continuité. Continuité de la montagne pyrénéenne qui, en dépit de l'abaissement général des altitudes, conserve jusqu'au bord embrumé de l'Océan sa vigueur et son originalité; continuité des plateaux de bordure qui, alluviaux ou rocheux, forment en avant de la montagne un glacis régulier où se retrouvent à peu près les mêmes paysages : les landes d'Hasparren et de Mixe, sœurs des landes de Lannemezan et de Ger, sous le même manteau d'ajoncs, de bruyères et de fougères, dans une situation identique au pied des Pyrénées, ont été associées pendant des siècles aux mêmes usages agricoles et pastoraux qui ont encore accentué leur ressemblance. Provisoirement au moins, on renoncera à les séparer. Et cette solution paraîtra d'autant plus acceptable que les limites de ces régions du côté de la plaine se laisseront facilement découvrir.

II. — Les confins septentrionaux.

Zone de contact entre plaine et montagne, un piémont est aussi une zone de transition. Du côté de la montagne, la séparation peut se montrer brusque et comme tranchée. Mais le passage du piémont à la plaine est nécessairement continu et graduellement ménagé. On ne pourra définir de ce côté une

limite linéaire, mais seulement une frange. Cette frange, dans le cas du Piémont pyrénéen, est l'œuvre de l'érosion. Le Piémont, en effet, est une forme morte. Plateaux d'alluvions et surfaces nivelées qui voisinent avec eux, dans des situations culminantes, ont été découpés par l'érosion et séparés des Pyrénées par des vallées profondes. Pas un grain de sable ne peut venir s'ajouter aujourd'hui aux constructions anciennes. Au contraire, le ravinement leur arrache continuellement des matériaux, et le piémont se détruit peu à peu. L'accumulation appartient au passé. L'érosion, aujourd'hui, triomphe partout ostensiblement. Elle a imposé au piémont mort des limites souvent plus précises qu'au moment de sa fugitive perfection.

Mais toute trace de sa plus grande extension passée n'a pas été effacée, car les reliefs ne se détruisent que peu à peu, et le dessin du réseau hydrographique inscrit jadis sur leur surface peut persister longtemps après leur disparition. D'où les notions de piémont *stricto sensu*, à l'intérieur des limites d'érosion actuelles, et de piémont *lato sensu*, formant, du côté de l'extérieur, une frange plus ou moins large et plus ou moins continue.

1. **Le piémont « stricto sensu »** se réduit à une lisière étroite et sans continuité. Si l'on met à part les petits piémonts des Pyrénées méditerranéennes, localisés dans des dépressions entourées par la montagne sur trois côtés au moins, seules appartiennent au piémont proprement dit les régions en majeure partie formées par des plateaux ou par des collines pouvant être regardés comme les restes d'une ancienne plaine du piémont découpée par l'érosion. Le piémont ainsi défini est compris presque tout entier entre la Garonne et le Gave de Mauléon.

Les anciens cônes de déjection sont entaillés par des rivières au tracé rayonnant. Leurs vallées, de plus en plus larges vers l'aval, ne laissent subsister entre elles que des langues de plateau, puis des files de buttes résiduelles. On peut convenir que l'on reste dans le piémont *stricto sensu* tant que les langues de plateau occupent au moins autant d'espace que les vallées. Peut-être est-ce là un critère meilleur que l'extension des alluvions de plateau, dont la conservation dépend du développement des vallées, qui se creusent profondément jusque dans

les terrains recouverts par les alluvions. Celles-ci peuvent se réduire à quelques cailloux roulés épars sur les plus hautes croupes, ou même avoir été complètement enlevées par suite du recoupement des versants. De toute façon, à vingt ou trente kilomètres du bord de la montagne, on a déjà quitté le piémont *stricto sensu*.

2. **Le piémont « lato sensu »**. — Lorsque les derniers témoins des nappes d'alluvions anciennes ont disparu, le dessin rayonnant du réseau hydrographique et l'orientation divergente des vallées gardent le souvenir de la forme conique de la surface initiale. De tels réseaux sont caractéristiques des piémonts morts. Les cônes d'alluvions ont cessé d'être balayés par les rivières qui les ont construits. A leur surface s'est formé un réseau local, rappelant un peu celui qui prend naissance sur les pentes des cônes volcaniques.

Entre Toulouse et Pau, la plupart des vallées se disposent ainsi en branches d'éventail, divergeant autour de trois points voisins de Lannemezan, de Bagnères-de-Bigorre et de Lourdes. Au S. de Pau, un dessin analogue se reconnaît, avec Arudy comme centre. Les éventails d'Arudy et de Bagnères sont petits. Leurs branches s'infléchissent au bout de 15 ou 20 kilomètres. Des vallées plus importantes, celle du Gave de Pau, celles de l'Adour et de l'Arros, semblent les tronquer. Les éventails de Lannemezan et de Lourdes prolongent au contraire certaines de leurs branches jusqu'aux cours moyens de la Garonne et de l'Adour. La Save jusqu'à Grenade-sur-Garonne, le Gabas jusqu'à Saint-Sever ne dévient pour ainsi dire pas de leur direction première sur toute leur longueur, qui est de 80 à 100 kilomètres.

Mais toutes les branches ne connaissent pas la même fortune. Car les grands éventails sont fortement dissymétriques. Celui de Lannemezan s'épanouit largement du côté du N.-E., jusqu'au delà de Lombez et d'Auch, mais s'arrête du côté de l'O. à la profonde vallée de l'Arros, creusée à 10 kilomètres de Lannemezan. Inversement, celui de Lourdes, dont certaines branches atteignent presque Dax du côté du N.-O., ne dépasse pas à l'E. la vallée de l'Adour entre Tarbes et le coude de Riscle. Les cartes donnent donc plutôt l'image de deux moitiés d'éventail

qu'on aurait séparées, et entre lesquelles on aurait posé un éventail plus petit, celui de Bagnères.

Entre ce petit éventail et les deux grands se glissent deux modestes rivières, l'Echez et l'Arros. L'Adour, dont la vallée montagnarde débouche au sommet du petit éventail, coule entre l'Echez et l'Arros. Leurs trois vallées parallèles, bientôt coalescentes, séparent largement les ramifications des deux grands éventails. La Neste et le Gave de Pau, celui-ci à Lourdes, celle-là au S. de Lannemezan, se détournent au contraire brusquement vers des directions opposées et forment la dernière branche latérale de chaque éventail. A Arudy, le Gave d'Ossau les imite en décrivant un coude semblable vers l'O. Les quatre éventails donnent l'image de quatre cônes de déjection respectivement construits par la Neste, l'Adour, le Gave de Pau et le Gave d'Ossau. L'Adour serait demeuré à peu près sur l'emplacement de son ancien cône, tandis que les trois autres rivières, après avoir édifié le leur, auraient glissé dans l'une des dépressions latérales et se seraient fixées au pied de la montagne.

Cependant, il n'est point prouvé que les anciens cônes aient été aussi étendus que les éventails de vallées. La surface de base des cônes pouvait s'incliner vers le N.-O. à l'O. du méridien de Bagnères, vers le N.-E. à l'E. de ce méridien. Dans ce cas, le réseau hydrographique antérieur à l'étalement des cônes avait déjà la même allure générale que le réseau actuel, à l'exception de la zone proche des Pyrénées, où ne devait apparaître qu'un seul centre de divergence hydrographique, situé aux environs de Bagnères. Supposons qu'un tel réseau ait réellement existé. Lorsque les quatre cônes se sont édifiés au débouché des vallées montagnardes de la Neste, de l'Adour, du Gave de Pau et du Gave d'Ossau, puis ont été abandonnés par suite du déversement de ces rivières dans les dépressions latérales ou, pour l'Adour, de leur enfoncement sur place suivant une des génératrices du cône, les réseaux rayonnants formés à leur surface se sont substitués au réseau de la surface de base des cônes dans la partie masquée par eux. Mais plus loin vers l'aval, dans l'aire non recouverte par les cônes, les rivières de ces réseaux ne pouvaient se prolonger que par celles du réseau déjà formé sur la surface de base. Une cause loca-

lisée à l'amont, la construction des quatre cônes de déjection, a donc pu aboutir au dessin actuel par simple complication du dessin antérieur. Les plus longues branches des éventails ne sont peut-être pas du même âge dans toutes leurs parties. Les secteurs correspondant aux cours inférieurs et moyens des rivières peuvent s'être dessinés sur la surface de base des cônes, et seuls les cours supérieurs auraient pris naissance sur l'un des cônes, à une époque plus tardive. Le dessin rayonnant des vallées ne résout donc pas le problème de l'ancienne extension du Piémont, il le pose. C'est pourquoi on ne peut se limiter à l'étude du piémont *stricto sensu*. Les confins septentrionaux ne sont souvent qu'un piémont plus dégradé. Une limite précise n'apparaît qu'au bord de la plaine des Landes.

3. **Le contact avec la plaine des Landes.** — La plaine des Landes est une région à part. La France n'a rien qui lui ressemble, sauf peut-être en Sologne. Elle forme, au centre même de l'hémicycle aquitain, une sorte de corps étranger. Le long cordon dunaire allongé depuis les dernières maisons de Biarritz jusqu'à la pointe de Grave sépare de l'Océan les Pays de la Garonne et de l'Adour, plus sûrement qu'une chaîne de montagnes. Le relief mou des sables, étrangement monotone, fait un vif contraste avec l'animation des paysages de la Chalosse, du Béarn et de la Gascogne gersoise. Les vallées, ici presque innombrables, deviennent là d'une rareté déconcertante. Ce sont d'étroits sillons d'érosion, fort espacés, au dessin élémentaire. Encore ne drainent-ils que les régions périphériques, les Petites Landes. La Grande Lande, au N. de Roquefort, de Labrit et de Sabres, ne connaît aucun écoulement superficiel. La pente du terrain est d'ailleurs pratiquement nulle. Cette plaine, dont l'altitude atteint à peine 150 mètres, est un centre de divergence des eaux. Sur son pourtour, les ruisseaux descendent dans toutes les directions, vers la Garonne, vers l'Adour, vers les étangs du littoral. Les rivières venues des Pyrénées ou du Piémont contournent cette région.

De Biarritz à Saint-Sever et à Grenade-sur-Adour, le contact des régions sous-pyrénéennes et des Landes est singulièrement tranché. La vallée de l'Adour le souligne sur une longue dis-

tance. C'est une vallée dissymétrique. A gauche, des coteaux fermement dessinés se dressent à 60 ou 100 mètres au-dessus des bras divaguant parmi les îles (*pl.* I). A droite, c'est une montée douce et lente, avec parfois un léger ressaut, jusqu'à des altitudes pouvant approcher, à une dizaine de kilomètres du fleuve, celle des coteaux de la rive opposée. Ce qui surprend, c'est la façon insolite dont s'interrompent les paysages qu'un voyageur venu du bord des Pyrénées avait accoutumé d'avoir pour compagnons fidèles. « On peut, écrit Fabre, sans quitter les alluvions anciennes (du Piémont pyrénéen), dont la grosseur des éléments décroît progressivement, suivre, sur près de 50 kilomètres, des lignes de faîte peu à peu déprimées qui toutes conduisent à la vallée de l'Adour. Là, on est à bout de voie, on a l'impression d'une chose incomplète, d'un hiatus géologique inexplicable, tant la brusque coupure qu'ouvre le fleuve dans ces masses friables de sables fauves et de cailloutis est étrange. L'aspect de ces môles gigantesques sur lesquels perchent Saint-Sever, Montaut, Mugron, face à l'Océan landais... est saisissant[9]. » Le bord de la Chalosse est un immense balcon suspendu au-dessus de la mer des sables et de la forêt sombre au delà de laquelle se devine, derrière le scintillement lointain des dunes, la présence de l'Océan. Il s'agit d'une limite de premier ordre, et très continue (*pl.* I).

Lorsque, à Saint-Jean-de-Marsacq, l'Adour cesse de former cette limite et pénètre dans la masse des plateaux sous-pyrénéens, il est relayé par la dépression du Boudigau. Puis, à partir d'Orx, le contact se fait avec les dunes littorales qui ont barré les vallées des plateaux et ont transformé en lacs leur partie inférieure (étangs d'Irieu, de Garros).

Du côté de l'Est, vers Aire-sur-Adour, la limite perd de sa netteté. Des coteaux apparaissent peu à peu sur la rive droite de l'Adour. Les sables landais s'éloignent vers le N.-E., et des assises sableuses plus anciennes et plus résistantes, caractéristiques du Bas-Armagnac, s'emparent des deux versants. Tout

9. Fabre 115.

rentre dans l'ordre dans la région où l'Adour dessine son grand coude. La question est de savoir pourquoi l'Adour décrit ce coude, et pourquoi tout le système des vallées sous-pyrénéennes que sa courbe enveloppe paraît si brusquement tronqué. Problème inséparable de celui de l'origine et de l'âge des sables landais, et de l'histoire géologique de cette partie du Bassin d'Aquitaine.

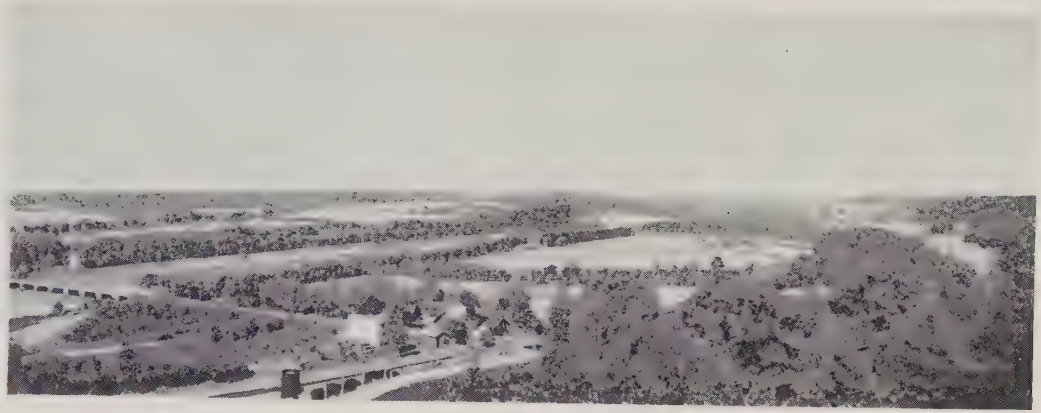


Photo D. Faucher

La vallée de l'Adour et la plaine landaise vues de la terrasse de Saint-Sever.
Au Sud (à droite), terminaison des plateaux chalossais au-dessus de la vallée.

DEUXIÈME PARTIE

LE PIÉMONT CONSTRUIT

CHAPITRE II.

LA STRUCTURE PYRÉNÉENNE DU SUD DU BASSIN AQUITAIN

Le trait le plus frappant du Bassin d'Aquitaine est sa dissymétrie. Au N.-E., il est bordé par un massif hercynien, de longue date raboté par l'érosion et réduit à l'état de plateau. Au S., les Pyrénées, chaîne de plissement tertiaire au relief vigoureux, lui constituent une fière limite. Aussi le bassin réunit-il deux provinces structurales : la bordure sédimentaire du massif primaire, formant des plateaux tabulaires soutenus par un socle rigide; l'avant-pays plissé de la chaîne tertiaire, disparaissant presque complètement sous une couverture de sédiments néogènes et d'alluvions quaternaires.

La moitié N.-E. du bassin reproduit la structure classique des bassins de la zone hercynienne. Les différentes assises géologiques s'emboîtent les unes dans les autres. Les formations secondaires, où les calcaires dominent, s'appuient aux granites et aux gneiss du Massif Central, et s'enfoncent sous des sédiments tertiaires qui remplissent le fond du bassin. Le relèvement des couches les plus anciennes au contact du Massif Central porte les dépôts stratigraphiquement les plus bas à une altitude en général supérieure à celle où se trouvent, dans le centre du bassin, les dépôts plus récents et plus élevés dans l'échelle stratigraphique. Tout semble commandé par le jeu du socle hercynien, tantôt affaissé, tantôt soulevé.

A cette structure est associé un type de relief non moins classique. Le bassin forme de larges golfes séparés par des avancées du Massif Central (Grésigne, Montagne Noire). Souvent l'érosion a dégagé, au contact du massif et des terrains secondaires ou tertiaires, une côte avec dépression subséquente[1]

1. Voir par exemple R. CLOZIER, Les Causses du Quercy, Paris, 1940.

(Limargue, Terrefort, Castrais). C'est ensuite une topographie de plateaux doucement inclinés vers le centre du bassin. En l'absence d'une alternance régulière d'assises dures et tendres assez épaisses, on ne voit pas toujours apparaître une série de côtes séparant les plateaux successifs, comme dans la moitié orientale du Bassin parisien. Néanmoins, le N.-E. du Bassin d'Aquitaine appartient à la famille des bassins hercyniens.

Dans la moitié S.-O. au contraire, on rencontre une gamme régulièrement ascendante de terrains d'autant plus récents qu'on s'approche des Pyrénées. Les plus élevés dans l'ordre stratigraphique touchent aux Pyrénées et se situent aux altitudes les plus fortes. Les dépôts ne sont plus emboîtés, comme dans la moitié N.-E., mais étagés. C'est une première et très importante différence. Et ce n'est pas la seule. Au milieu de ces terrains néogènes ou quaternaires pointent çà et là, dans certaines vallées, en affleurements très limités, des terrains néogènes, secondaires, primaires même au Cap de Montpeyroux dans la Chalosse de Pouillon, et toujours plissés. C'est, sous l'empilement des dépôts néogènes, comme une apparition au jour, encore sporadique et fugitive, de la chaîne qui, à la limite méridionale du bassin, se dégage définitivement de sa couverture et s'élance avec décision vers le ciel. Encore presque invisibles, les Pyrénées sont déjà présentes sous les sédiments de la moitié S.-O. du Bassin. C'est à elles d'abord qu'il faut demander les raisons d'une structure originale et d'un type de relief différent de celui de la moitié N.-E. de l'Aquitaine.

I. — Les accidents pyrénéens du Sud du Bassin d'Aquitaine.

Les Pyrénées, même lorsqu'elles s'écroulent brusquement au-dessus du Piémont, ne disparaissent pas tout à coup. Elles se poursuivent en profondeur sous les sédiments tertiaires et forment le soubassement de la partie méridionale du Bassin d'Aquitaine, le socle inégal du Piémont. Puis elles sont relayées, en direction du N. et du N.-E., par un bâti profond qui semble se rattacher au Massif Central.

C'est là un trait structural fort ancien puisque, dès le Crétacé au moins, un géosynclinal étroit, mais se creusant par endroits

en fossés profonds d'au moins 2.000 mètres[2] entre la Zone axiale pyrénéenne et le bâti Montagne Noire - Mouthoumet, courait de Bayonne à Perpignan.

Ce fond accidenté est parfois si proche de la surface que l'érosion l'a partiellement mis à jour. Le socle crétacé plissé du Plateau de Lannemezan est visible dans les vallées de la Louge, de la Save, de la Baïse, du ruisseau d'Aygue-Caoute, etc. Le soubassement crétacé et éocène du Plateau de Cieutat-Orignac n'est que partiellement masqué par les dépôts de piémont. Le Sud du Plateau de Ger repose sur les mêmes terrains plissés. Entre le Gave de Pau et la Bidouze, comme à l'E. de la Garonne, les sédiments tertiaires et quaternaires ne recouvrent que de façon sporadique la bordure plissée des Pyrénées.

Ces réapparitions des terrains de la montagne toute proche encore n'ont pas de quoi surprendre. Mais lorsqu'on s'éloigne en direction du N., de petits pointements crétacés montrent que le soubassement du bassin demeure accidenté, et que le fond de la cuvette remonte par endroits tout près de la surface du sol. A 20 kilomètres au N.-O. d'Auch, les érosions d'un petit ruisseau ont découvert, sous la mollasse, les calcaires maestrichtiens du dôme de Cézan-Lavardens, entouré d'une auréole de sables probablement éocènes et de calcaires aquitaniens[3]. Plus loin encore en direction du N.-O., les plus septentrionaux des affluents landais de l'Adour, la Doulouze et l'Estampon, se sont enfoncés, près de Roquefort, sous une pellicule de sable des Landes, dans un calcaire cristallin d'âge cénomanien. On a reconnu qu'il s'agissait là encore d'une ride anticlinale crétacée. Enfin, beaucoup plus loin des Pyrénées, à une trentaine

---

2. Plus de 4.000 mètres au Crétacé supérieur dans la fosse de subsidence dite fosse aturienne, qui s'allongeait au Sud de Pau. (Etat de nos connaissances sur l'extension et la répartition des faciès du Crétacé en Aquitaine, par Mme Y. Gubler, complété au 30 mars 1948. Deux cartes au 500.000e. Coupes au 20.000e. Communiqué par la S.N.P.A.).

3. Jacquot **146**, Daguin **73**, Dreyfuss **105**, **106**. — La plupart des renseignements contenus dans les paragraphes qui suivent sont dus à l'extrême obligeance de la direction de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, de la Régie Autonome des Pétroles et du Service des Mines. On a plus particulièrement utilisé les rapports de MM. E.-G. Bonnard, J. Dupouy-Camet, P. Michel, D. Schneegans.

de kilomètres seulement de Bordeaux, la ride de Villagrains-Landiras ramène en surface des calcaires du Crétacé supérieur.

Il s'agit là d'apparitions isolées, éloignées les unes des autres et des Pyrénées. A l'intérieur de notre champ d'études, l'allure des couches profondes est heureusement un peu moins mal connue. Leurs affleurements se groupent à l'E. et à l'O. de notre région, au N. de la vallée de la Neste-Garonne et au voisinage de l'Adour moyen. Dans l'intervalle s'étend la nappe uniforme des terrains déposés pendant la seconde moitié du Tertiaire. Entre les rides prépyrénéennes de Gensac, au N.-E. de Lannemezan, et de la Chalosse, le hiatus est d'environ 100 kilomètres. Cependant, sans que l'on puisse encore reconstituer la topographie fossilisée par les sédiments détritiques du Tertiaire, ni voir, sous le masque supposé enlevé ou rendu transparent, « l'écorché géologique » de la région sous-pyrénéenne[4], on a commencé à identifier une série de chaînons ennoyés qui assurent, d'un bout à l'autre, la continuité structurale des Prépyrénées (*fig.* 3).

1. **Esquisse sommaire des Prépyrénées à l'Ouest de la Garonne.** — Les Prépyrénées s'étendent, en effet, des Corbières à l'Océan. Mais, tandis qu'à l'E. de la Garonne elles font corps avec l'édifice pyrénéen, à l'O. de ce fleuve elles s'en écartent pour se ramifier dans l'avant-pays, et s'ensevelissent sous des dépôts de piémont. Comme elles s'affaissent au centre et se relèvent aux deux extrémités, on est conduit à distinguer trois régions.

a) *Région orientale.* — Immédiatement à l'E. de la Garonne, les Prépyrénées forment un alignement anticlinal unique, celui de Richou et de Plagne, dont l'axe, d'abord orienté E.-S.-E. - O.-N.-O., s'infléchit vers le S.-O. au voisinage de la Garonne. Au delà de la cluse de Boussens, l'anticlinal de Plagne est relayé par deux chaînons anticlinaux de même orientation générale E.-S.-E. - O.-N.-O. Ils se terminent périclinalement près d'Aurignac et de Saint-Marcet. Ces chaînons forment encore des reliefs saillants, pouvant se dresser à plus de 100 ou 150 mètres au-dessus du pays mollassique.

Les chaînons situés plus à l'O., au S. de Boulogne-sur-Gesse, demeurent au contraire au niveau de la surface générale du

4. Migaux 186.

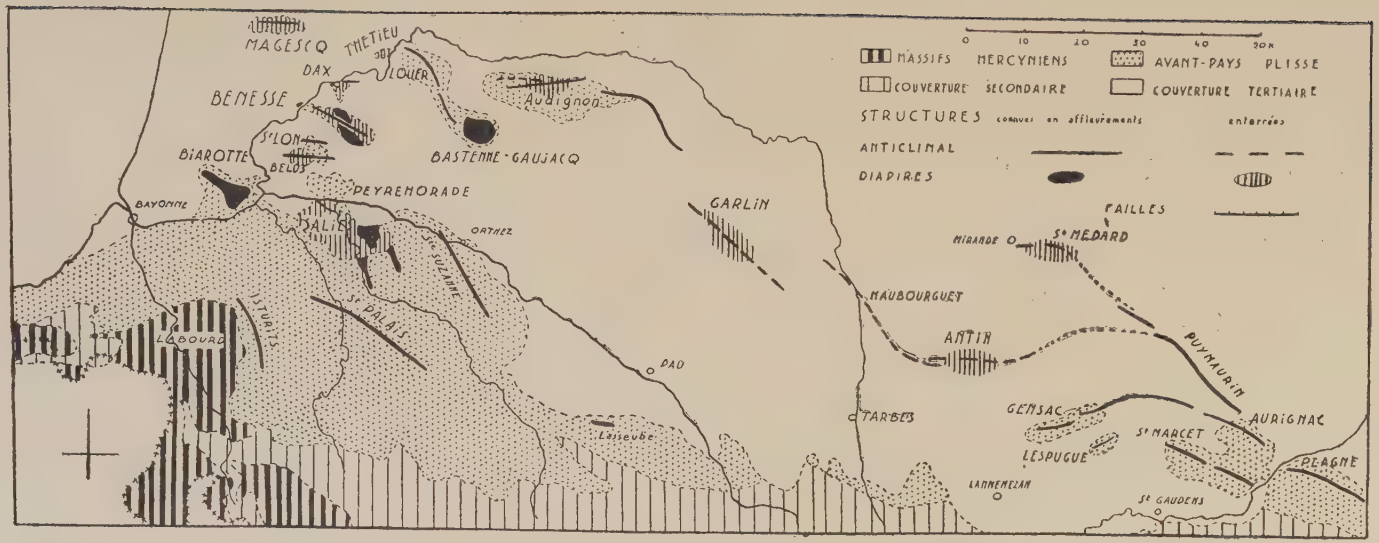


FIG. 3 — La structure plissée du tréfonds du Bassin d'Aquitaine (partie S) d'après la *Carte géologique interprétative de la région W* (S. N. P. A., Service géologique, 1945).

pays ou au-dessous d'elle. Leur ossature n'apparaît qu'à la faveur d'un relief en creux, le long des rivières descendues du Plateau de Lannemezan. Il en est ainsi du petit dôme de Lespugue-Montmaurin et de l'anticlinal de Gensac, qui donne de larges affleurements dans sa partie la plus soulevée, aux environs de Gensac, mais que les levés géophysiques montrent s'allongeant depuis la vallée de la Save (Escanécrabe) jusqu'à celle de la Baïse (Galan). L'originalité de ces chaînons réside dans leur orientation S.-O. - N.-E., parallèle à l'extrémité périclinale du chaînon de Plagne, mais presque perpendiculaire à tous les chaînons prépyrénéens plus orientaux. Elle réside aussi dans leur constitution pétrographique profonde qui révèle, par rapport à ces derniers chaînons, d'importants changements de faciès. Les Prépyrénées paraissent se reployer vers la grande chaîne, pour ne réapparaître que beaucoup plus loin vers l'Ouest.

b) *Région occidentale.* — Les voyageurs qui se rendent par le train de Lourdes à Bayonne ont l'impression de s'éloigner peu à peu des Pyrénées. Après Pau, ils ne les aperçoivent plus que bleuies par la distance. Or, peu avant Orthez, ils ont la surprise de voir le paysage se fermer; le train roule entre une paroi calcaire éventrée de carrières et le gave qui bouillonne. A Orthez même, sous l'arche d'un pont médiéval portant une tour coiffée d'ardoise, le lit du Gave n'est plus qu'une rainure trouée de marmites d'érosion.

Cette réapparition d'aspects montagnards n'est pas fugitive. Jusqu'après Peyrehorade (Pierre percée), les voyageurs verront se présenter à plusieurs reprises les mêmes murailles calcaires, alvéolées de grottes, couronnées de ruines féodales, qui leur rappelleront la cluse de Saint-Martory-Boussens et la traversée des Prépyrénées garonnaises. Ce sont bien des Prépyrénées, en effet, au travers desquelles le Gave de Pau, entre Orthez et son confluent avec l'Adour, resserre et dilate tour à tour sa vallée. L'Adour lui-même et ses affluents de gauche mordent à plusieurs reprises, depuis le S. de Saint-Sever jusqu'à la région de confluence, dans des roches dures et plissées, ramenées en surface par des accidents analogues à ceux d'Orthez et de Peyrehorade.

Le dessin général de ces Prépyrénées de l'Ouest n'a pas la simplicité d'allure ni la continuité des chaînons alignés à l'E. de la Garonne. Elles se disposent en rides à peu près concentriques autour des massifs hercyniens des Pyrénées basques : Cinco-Villas, Rhune-Haya et surtout Labourd. Sous l'influence de la poussée au N. de ces massifs, les sédiments du bassin de l'Adour semblent s'être plissés en anticlinaux séparés par des dépressions synclinales. Ces plis, surtout les plus méridionaux d'entre eux, épousent, comme l'avaient remarqué Schrader et de Margerie[5], la direction de la bordure du Labourd, qui s'avance comme un promontoire vers le N.-E. Depuis la ride d'Isturits, moulée sur le bord même du massif labourdin, jusqu'à celles de la Chalosse et de Roquefort-Créon, les plus éloignées vers le N.-E., une série de coulisses concentriques font penser aux éléments d'une virgation aturienne[6]. Les plis sont serrés entre le Massif du Labourd et d'autres massifs résistants affaissés en avant de la chaîne, dans la région ou affleure le petit témoin paléozoïque de Montpeyroux.

Ce serrage aurait favorisé l'expulsion du Trias argilo-gypseux en dômes ou en lames[7]. Il joue un grand rôle dans la tectonique de la région. Accidents triasiques celui de Salies-de-Béarn, aux contours irréguliers, dans la région où le Gave de Mauléon reçoit le Saleys, ou rivière Salée, celui de Bastenne-Gaujacq, de forme elliptique, ceux de Tercis, Saint-Pandelon, Bénesse, peut-être en rapport avec celui de Dax. Sur la rive droite de l'Adour, la sonde a pénétré dans le Trias, à faible profondeur, à Thétieu, à Magescq, à Biarotte. Ce sont là des diapirs. Mais le Trias constitue aussi le noyau d'anticlinaux dont il n'a pas percé la voûte. On ne sait, à vrai dire, si telle est la structure du bray de Saint-Palais, à l'intérieur duquel n'affleurent que des marnes albiennes. Mais elle est très probablement celle de l'anticlinal de Sainte-Suzanne, séparé du précédent par le synclinal éocène d'Orriule. Le chaînon de Sainte-Suzanne, orienté S.-S.-E. - N.-N.-O., forme une voûte urgonienne dans laquelle le Gave de Pau inscrit, entre Orthez et Béren, son cours épigénique. Et les sondages profonds ont effectivement rencontré le Trias au

5. *Ann. C. A. F.*, 18e an., 1891, 557-619, 2 cartes (1892).
6. Daguin **74**. Voir aussi Delbos **81**, Seunes **220**, Viennot **243**.
7. Viennot **243**.

cœur de l'anticlinal d'Audignon, tandis que l'Albien affleure à Audignon même, dans la partie centrale du chaînon. D'autres rides encore ont été reconnues. Celle de Donzacq-Louer, qu'on pourrait appeler aussi de la Chalosse de Montfort, allongée du S.-E. au N.-O. entre les massifs triasiques de Thétieu et de Bastenne-Gaujacq. Celles de Bélus et de Saint-Lon, séparées de l'accident triasique de Tercis, au N., par le synclinal du Bassecq, de l'anticlinal de Peyrehorade au S. par le synclinal de Cauneille-Saint-Cricq.

On est frappé par la variété d'orientation de ces dômes et de ces cuvettes, d'ailleurs souvent interrompus par des failles qui hachent les plis, multiplient les décrochements et les contacts anormaux. On ne citera que l'exemple du petit synclinal éocène d'Oeyregave, au S.-E. de Peyrehorade. Il est tranché par une faille qui n'a laissé subsister, du côté relativement abaissé, que sa fermeture occidentale, tandis que du côté de la lèvre soulevée s'étend un vaste affleurement triasique, d'ailleurs largement masqué par des alluvions.

Car tous ces accidents sont peu visibles, arasés qu'ils sont au niveau général de la contrée. Les failles sont nivelées, même celle d'Audignon, dont le rejet peut atteindre 400 mètres. C'est dans le relief en creux que leur présence se manifeste, par les combes ouvertes dans les marnes tendres du cœur de certains bombements (bray de Saint-Palais), par l'étranglement imprévu de certaines vallées et le redressement de leurs versants au passage des barres calcaires (Tercis, Orthez, Peyrehorade, Sorde, Pène de Mu). On voit aussi apparaître parfois l'esquisse d'un relief jurassien, comme sur l'anticlinal d'Audignon. Cette discrétion du relief plissé n'égale pourtant pas celle des protubérances de la partie centrale, totalement ennoyées sous des centaines de mètres de sédiments horizontaux.

c) La région centrale. — Le hiatus qui interrompt la continuité des Prépyrénées entre Gensac et la Chalosse n'est en effet qu'apparence. Les prospections géophysiques ont décelé à l'intérieur de cette vaste région que la vallée S.-N. de l'Adour traverse à peu près en son milieu, l'existence de rides profondes assurant la continuité souterraine des Prépyrénées. Cinq forages à grande profondeur (en 1948) ont vérifié leur réalité.

On sait déjà qu'après les chaînons d'Aurignac et de Saint-Marcet les Prépyrénées semblent se reployer vers le S.-O., avec l'anticlinal de Gensac. Mais ils sont aussi relayés, en direction N.-O., par d'autres chaînons cachés. On peut ainsi suivre un premier alignement, par Saint-Laurent, Puymaurin et Saint-Médard, jusqu'à Mirande. Une seconde ride, intermédiaire par sa situation et par sa direction, entre la précédente et celle de Gensac, paraît se détacher du chaînon de Puymaurin, venir culminer à Antin puis, rebroussant vers le N.-O., atteindre la vallée de l'Adour à Maubourguet, pointant en direction de l'anticlinal de la Chalosse. Le relais de l'une à l'autre semble assuré, à l'O. de l'Adour, par la ride, également S.-E. - N.-O., de Garlin. Ces plis apportent des renseignements inestimables sur l'allure générale du fond du bassin tertiaire.

2. **L'allure générale du fond du bassin.** — Trois sondages rapprochés exécutés sur le flanc occidental de l'anticlinal de Gensac ont rencontré la base de la couverture miocène à des altitudes régulièrement décroissantes en s'éloignant du sommet : 330, 282 et 245 mètres au-dessus du niveau de la mer. Six kilomètres plus au S., la base du Miocène n'a été atteinte qu'à 130 mètres à Tajan, tandis que sur l'anticlinal lui-même, le contact avec les dépôts de couverture se fait à plus de 400 mètres d'altitude.

Les reliefs fossilisés par les sables fauves, dans l'O. de notre région, sont également accidentés. A Louer, en allant du centre vers la périphérie de l'anticlinal, une série de sondages a rencontré la base des sables respectivement à + 20, + 10, + 5, 0, — 10, — 30 mètres (altitudes par rapport au niveau de la mer). L'épaisseur des sables fauves qui ensevelissent le flanc N. du dôme triasique de Bastenne varie, à quelques centaines de mètres de distance, de 0 à 80 mètres, et elle paraît plus considérable dans la dépression fossile qui borde le diapir. Ce sont là des dénivellations locales, indiquant un relief varié. Si on compare l'altitude de points éloignés les uns des autres, les différences se chiffrent par centaines de mètres.

Les chaînons d'Aurignac et de Saint-Marcet, démantelés par l'érosion, atteignent de 400 à 600 mètres d'altitude; celui de Gensac arrive encore à 450. Mais à Antin, la surface de discordance entre les terrains plissés et les dépôts lacustres du Tertiaire

a été rencontrée à 55 mètres seulement. A Saint-Médard, elle s'abaisse à — 72. A Puymaurin, pourtant plus méridional, elle s'effondre à — 167, ce qui donne 500 mètres de dénivellation avec Saint-Marcet, distant de 15 kilomètres à peine. La surface de discordance se retrouve à — 100 et — 170 mètres au N. de Lalongue et de Lannecaube, sur la partie la plus haute de la protubérance de Garlin. La sonde a pénétré dans la mollasse, sans la traverser, jusqu'à — 95 mètres à Toulouse[8], jusqu'à — 274 mètres à Vic-Fezensac. La profondeur du socle augmente en direction de l'O. La base du Miocène moyen a été rencontrée par deux sondages, à Saubrigues, respectivement à — 300 et — 400 mètres au-dessous du niveau de la mer. Mais les dénivellations ne perdent pas leur ampleur : à quatre kilomètres au S. des sondages précédents, le Miocène s'appuie, à 50 mètres d'altitude environ, sur l'enveloppe éocène et crétacée de l'accident triasique de Biarotte.

Les cotes citées sont le plus souvent celles de sommets d'anticlinaux, seuls explorés par les sondages pour la recherche du pétrole. Les dépressions synclinales intermédiaires se creusent peut-être mille mètres plus bas. A partir du sommet des protubérances, les couches plissées plongent en effet jusqu'à des profondeurs que laissent deviner les prospections géophysiques. A Antin, le profil sismique montre « l'horizon-fantôme » vers 500 mètres au sommet de la protubérance. Il est à — 1.200 mètres 6 km. 500 plus au S., à — 1.300 mètres 5 kilomètres plus au N.

Les mollasses fluvio-lacustres de l'Aquitaine reposent donc en discordance sur un soubassement plissé, qui peut descendre très au-dessous du niveau de la mer. Or, elles n'ont pu se déposer qu'à une altitude supérieure au niveau marin, à moins qu'on ne les suppose formées dans une dépression très profonde privée de communication avec l'Océan. La monotonie des faciès, sur de grandes épaisseurs, semble indiquer une lente subsidence de l'avant-pays plissé pendant le dépôt de la couverture tertiaire. Et l'on peut penser que le socle n'avait pas perdu toute souplesse, car cette couverture n'est pas parfaitement horizontale.

---

8. D'après Leymerie **163** et Mengaud **175**.

Les différences d'altitude observées pour certains niveaux repères de la mollasse miocène ont pu être interprétées comme l'indice d'ondulations à grand rayon de courbure[9]. Suivant M. Baqué, la pente des horizons repères n'excèderait pas 2,5 ‰ dans la région de la Baïse. Les horizons mollassiques manifestent de légères inclinaisons au voisinage du dôme crétacé de Cézan-Lavardens[10], et autour des terminaisons périclinales des chaînons de Saint-Marcet et d'Aurignac[11]. Ces variations de niveau n'ont rien à voir avec de véritables plis. Elles peuvent résulter de fléchissements à l'intérieur de la masse mollassique, surtout là où elle atteint de grandes épaisseurs[12]. Sur les flancs des anticlinaux, la mollasse plastique tend à glisser et à s'écouler vers le fond. Mais tout mouvement posthume ne doit pas être exclu : le socle a certainement été plus soulevé qu'il ne l'est aujourd'hui, car le dépôt de la mollasse a été précédé d'une importante érosion.

3. **L'érosion pré-miocène**. — En effet, tous les anticlinaux de l'avant-pays ont été démantelés avant leur fossilisation par la mollasse ou, dans l'Ouest, par les sables marins. S'il n'est pas certain que les chaînons les plus élevés, par exemple ceux d'Aurignac et de Saint-Marcet, aient été entièrement recouverts par la mollasse[13], celle-ci repose néanmoins, à leur périphérie, sur leurs différentes assises tranchées en biseau, débordant les calcaires maestrichtiens des crêts pour s'étaler sur les marnes sénoniennes des combes. Ces dernières sont donc l'œuvre de l'érosion pré-miocène. C'est évident à Gensac, où une vaste combe, ouverte dans les marnes sénoniennes, se montre presque entièrement remplie par les dépôts détritiques du sommet du Tertiaire.

L'étude des protubérances encore enterrées sous plusieurs centaines de mètres de sédiments est aussi instructive. On doit,

9. Baqué **36, 37,** Dreyfuss **102, 103.**

10. Dreyfuss **105, 106.**

11. D'après les levés à grande échelle du Service géologique de la R. A. P.

12. On trouvera une description de ce phénomène et des références bibliographiques dans J. Goguel, Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte géol. Fr.*, 2e éd., 1948 (pp. 344-5).

13. Goron **133,** Taillefer **233.**

en effet, s'attendre à les trouver d'autant moins démantelées qu'elles sont plus profondément enfouies, donc que leur altitude était moins forte. C'est ce que les sondages ont vérifié. Les anticlinaux qui viennent aujourd'hui à l'affleurement ont tous eu leurs multiples armures calcaires successivement traversées : dans les Petites Pyrénées, la double voûte des calcaires danien et maestrichtien a été crevée, les marnes sénoniennes entamées. A Audignon, l'Albien a été atteint; à Sainte-Suzanne, l'Aptien.

Les anticlinaux fossiles n'ont pas été aussi énergiquement défoncés. Le plus élevé de tous, celui de Saint-Médard, garde encore, par-dessus les carapaces maestrichtienne et danienne intactes, son enveloppe thanétienne. A Puymaurin et à Antin, moins hauts, le Lutétien marneux, donc fragile, est conservé au sommet de la voûte. A Garlin enfin, encore plus bas, deux sondages ont rencontré d'abord les marnes yprésiennes. Plus l'altitude relative est faible, plus les couches conservées au sommet des anticlinaux sont récentes, et plus la voûte est intacte.

Il existe deux explications possibles. Ou bien les anticlinaux les plus bas ont été fossilisés les premiers, tandis que le démantèlement des autres continuait. Ou bien leur altitude plus faible leur avait valu d'être moins vigoureusement érodés. Il est probable qu'elles contiennent toutes deux une part de vérité : une moindre altitude a pu être à la fois à l'origine d'une moindre érosion et d'un ensevelissement plus précoce. La transgression des dépôts post-pyrénéens sur l'avant-pays plissé s'expliquerait par la submersion progressive, sous la marée montante des dépôts de piémont, des parties les plus basses de la montagne. S'il en est ainsi, tous les reliefs fossilisés ne sont pas exactement du même âge. Là où ils sont conservés, le Lutétien et l'Yprésien sont marins. Ils sont, d'autre part, recouverts en discordance par le Miocène. C'est donc à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène, c'est-à-dire à l'époque qui a immédiatement suivi le plissement pyrénéen, que se placerait le début de la phase d'érosion. Plus près de la montagne, celle-ci a pu commencer plus tôt, dès l'émersion des Pyrénées, et se terminer plus tard. Elle a duré jusqu'à la fin du Miocène là où le substratum plissé est directement recouvert par le Miocène supérieur. Quant à la montagne elle-même, elle semble n'avoir pas cessé d'être exposée à l'érosion depuis la fin de l'Eocène.

La profonde altération des terrains plissés recouverts par la mollasse est une autre preuve de l'émersion de l'avant-pays avant le dépôt de sa couverture sédimentaire. A Gensac, trois sondages exécutés par la Régie autonome des Pétroles ont montré que les argiles à graviers du Miocène reposent sur les marnes néocrétacées par l'intermédiaire d'un conglomérat de base ou d'un liséré de calcaire blanc. A la partie supérieure des marnes s'observe une zone de remaniement et d'altération épaisse de 25 à 45 mètres. Il en est de même à Saint-Plancard où, à la base du Miocène, le flysch est remanié sur une quinzaine de mètres d'épaisseur. Les calcaires crétacés sont caverneux, les dépôts détritiques pénètrent dans les cavités d'un karst oligocène qu'ils fossilisent, comme à Montmaurin et près de Blajan, une croûte siliceuse d'altération recouvre parfois leur surface. On peut la comparer aux meulières du Bassin de Paris[14].

C'est donc un pays plissé sculpté par l'érosion et longtemps exposé aux actions subaériennes, qui a été progressivement enterré par les dépôts provenant de l'érosion des Pyrénées et du Massif Central.

II. — La structure de la couverture sédimentaire.

1. Le piémont sidérolithique du Massif Central. — On croyait encore naguère que les mollasses accumulées dans la partie centrale et méridionale du Bassin d'Aquitaine provenaient de l'érosion simultanée des hautes terres bordant le Bassin au S et au N.-E. Sans doute l'apport pyrénéen était-il regardé comme plus important que celui du Massif Central, comme plus tardif aussi dans ses plus récents épisodes. Mais il n'en était pas nettement distingué.

Il semblait que l'on pût admettre, dans la région du Lot et du Lot-et-Garonne, le passage latéral des sables quartzeux du

14. Les géologues de la R. A. P. ont découvert des blocs de meulière, restes probables d'une ancienne croûte tertiaire, dans le chaînon de Saint-Marcet. M. Mengaud nous a signalé de la meulière dans le chaînon d'Aurignac, où nous en avons nous-même trouvé. Les calcaires de l'Agenais sont également meuliérisés.

Sidérolithique aux mollasses ludiennes. Les premiers sont pour partie les vestiges d'une plaine de piémont résultant de l'érosion du Massif Central. Plus loin vers l'aval, les débris les plus fins et les dépôts chimiques auraient donné naissance aux mollasses et formé une plaine de niveau de base[15].

Cependant, un doute sur la réalité, ou tout au moins sur la généralité du passage du Sidérolithique aux mollasses de l'Aquitaine pouvait subsister. On savait, en effet, qu'à Agen, au cours du forage d'un puits artésien, on avait rencontré le Sidérolithique, épais de 25 mètres, *sous* 280 mètres de mollasses, et reposant directement sur des calcaires durs et des marnes jurassiques (Rauracien)[16]. On pouvait rappeler aussi qu'à Cézan-Lavardens les sables du Sidérolithique ceinturent un petit dôme de Crétacé supérieur, et que des forages les avaient retrouvés à Barbotan (Gers) où une dislocation comparable à celle de Cézan-Lavardens s'accompagne de la remontée d'eaux thermales. C'étaient là autant d'indices que les sables du Sidérolithique, dépôts de piémont du Massif Central, s'étendaient vers le S.-O. bien au delà de la vallée de la Garonne, sans passer latéralement à des mollasses mais en s'enfonçant au contraire sous elles. Bien plus, ces sables avaient été déformés après leur dépôt, puisque le forage d'Agen les avait trouvés à 250 mètres au-dessous du niveau de la mer, tandis qu'autour des protubérances de Cézan-Lavardens et de Barbotan ils s'élevaient à 150 mètres environ au-dessus de ce niveau et montraient des pendages[17]. Les sables avaient donc participé aux derniers mouvements pyrénéens, tandis que les mollasses n'avaient subi, au voisinage, aucune déformation appréciable.

Les forages profonds en vue de la recherche du pétrole en Aquitaine ont révélé qu'il ne s'agissait pas là de faits exceptionnels. Ils semblent, en effet, avoir traversé les mêmes sables beaucoup plus loin encore vers le S.-O., au N. de Tarbes et de Pau, presque au pied des Pyrénées, et toujours sous une épaisseur considérable de mollasses : 280 mètres à Garlin,

---

15. H. Schoeller, Etude sur le Sidérolithique du Lot et du Lot-et-Garonne (*B. Serv. Carte géol. Fr.*, XLIII, n° 206, 1941, 19 p., 7 fig.). F.-M. Bergounioux, Les terrains sidérolithiques du Nord du Bassin d'Aquitaine, *Houille, Minerai, Pétrole* (mars-avril 1947) 47-51, 3 fig.

16. G.-F. Dollfus, L'Aquitanien en Aquitaine, *B. S. G. F.* (4), *12* (1912), 497-499. — Mengaud **175.**

17. Dreyfuss **105, 106.**

270 mètres à Antin, 225 mètres à Saint-Médard[18]. A Antin, l'épaisseur des sables dépasserait 100 mètres. Sidérolithique et mollasse seraient donc bien deux dépôts différents, superposés l'un à l'autre. Leur composition minéralogique semble le confirmer. Les sables sidérolithiques rencontrés dans le centre et le S. du Bassin d'Aquitaine contiennent, en effet, comme ceux de sa bordure septentrionale, des minéraux lourds (disthène, staurotide vermiculée) caractéristiques d'un matériel de métamorphisme général. Ils proviennent du Massif Central que l'érosion a raboté jusqu'au tréfonds entièrement métamorphisé. Les mollasses renferment au contraire des minéraux provenant d'un matériel de métamorphisme de contact (grenat, andalousite) caractéristique des Pyrénées que l'érosion n'a pas assez profondément mordues pour atteindre, sous la zone du métamorphisme de contact, les profondeurs où règne le métamorphisme général. Les deux types de minéraux ne se mélangent un peu que sur la bordure N. du Bassin, qu'il s'agisse d'un remaniement des sables sous-jacents, ou d'un faible apport direct, mais limité, du Massif Central.

Avant la phase paroxysmale du plissement pyrénéen, pendant l'Eocène inférieur et moyen, une formation fluviatile de piémont, provenant de l'érosion du Massif Central, semble donc s'être étalée sur de grandes étendues et, si l'interprétation des résultats du forage d'Antin est correcte, avec une épaisseur considérable, jusqu'au voisinage des Pyrénées actuelles. A cette époque, « la sédimentation en Aquitaine était commandée par l'érosion du Massif Central » (A. Vatan). Les Pyrénées, déjà plissées pourtant avant le Cénomanien, devaient avoir été réduites par l'érosion à des reliefs trop modestes pour exercer une grande influence sur la sédimentation dans le Bassin aquitain. Leur surrection à l'Eocène supérieur a renversé complètement les conditions anciennes, ouvrant une phase nouvelle dans l'histoire du bassin. Désormais, c'est des Pyrénées que viendra l'apport de beaucoup le plus important.

2. **La structure des dépôts post-pyrénéens.** — Tandis qu'au cours de la période précédente les apports provenant du Massif Central avaient pu arriver jusqu'aux Pyrénées, à partir de l'Eocène supérieur les dépôts pyrénéens se sont étalés jusqu'au voisinage

18. Vatan 241, 242.

du Massif Central. Dans l'Est du bassin, la sédimentation a été fluvio-lacustre dès le début de la période. Dans l'O. au contraire, le régime marin a persisté longtemps, faisant se succéder transgressions et régressions de faible ampleur, la transgression la

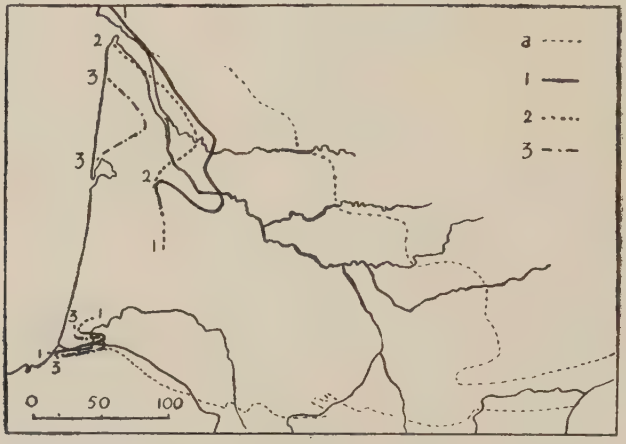


FIG. 4.

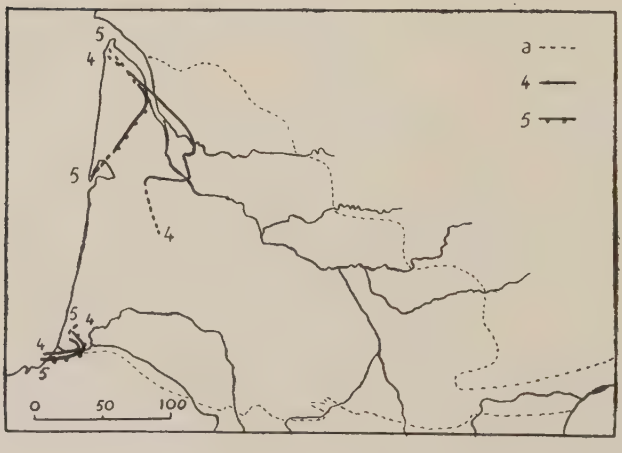


FIG. 5.

plus étendue étant celle des faluns helvétiens (*fig.* 4, 5, 6, 7). La limite approximative des deux régions passe par Orthez, Lectoure et Port-Sainte-Marie, sur la Garonne en aval d'Agen. La région du Piémont appartient tout entière au premier domaine.

a) *Le passage des terrains pyrénéens aux terrains post-pyrénéens : les poudingues de Palassou.* — Depuis les abords de la vallée de l'Aude jusqu'au S. de Pau, en bordure des Pyré-

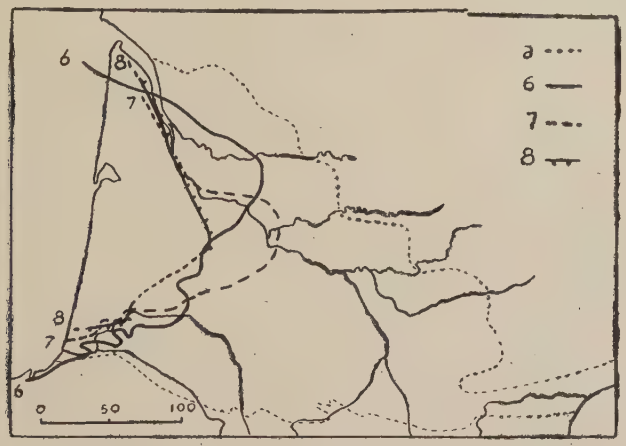


FIG. 6.

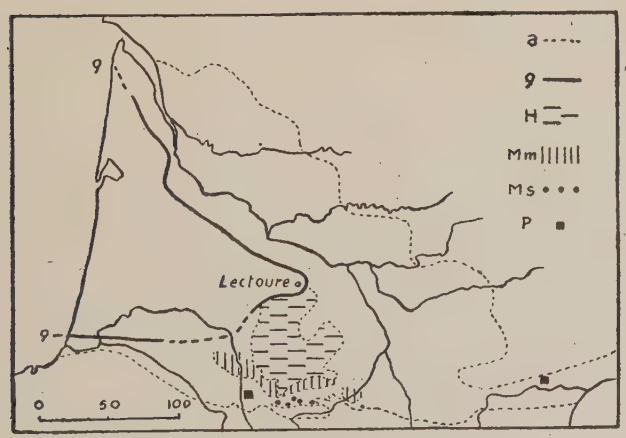


FIG. 7.

FIG. 4, 5, 6, 7. — L'évolution du Bassin d'Aquitaine au Tertiaire. (D'après Mlle M. Richard.)

a : limite du bassin tertiaire. Extension de la mer : 1, au Lutétien; 2, au Bartonien inférieur; 3, au Bartonien supérieur; 4, au Ludien; 5, au Sannoisien; 6, au Stampien; 7, à l'Aquitanien moyen; 8, au Burdigalien; 9, à l'Helvétien. — H, région où se rencontrent des gisements de mammifères helvétiens. Mm, miocène moyen. Ms, miocène supérieur. P, pontien (Orignac près du haut Adour, Montredon au Nord de l'Aude). Échelle en kilomètres.

nées, une masse puissante de poudingues sépare les terrains plissés de la chaîne des terrains non plissés du S. du Bassin d'Aquitaine. Son épaisseur peut atteindre 1.500 mètres et plus. Les poudingues contiennent surtout des galets et des blocs calcaires, les plus gros pouvant mesurer plusieurs mètres cubes. Mais on y trouve aussi des fragments roulés de toutes les roches dures des Pyrénées : quartz et schistes cristallins provenant de la Zone axiale ou des Massifs primaires nord-pyrénéens, exposés dès cette époque lointaine à une vigoureuse érosion[19].

Par places, galets et blocs sont pris dans un ciment calcaire dur, et les poudingues forment alors un vrai béton naturel. Plus souvent, le ciment est terreux, grossier, les galets se détachent facilement et roulent sur les pentes. Le ciment terreux passe latéralement à des marnes, des grès ou des calcaires qui ne contiennent plus qu'une faible proportion de galets et se disposent en lentilles ou en bancs dans la masse des poudingues qu'ils peuvent diviser en plusieurs couches. Celles-ci sont rarement continues sur une grande distance et se terminent en biseau.

Ces dépôts de piémont, fortement cimentés dans l'ensemble, donnent des reliefs structuraux peu différents de ceux que l'érosion a découpés dans les terrains pyrénéens. En effet, ils ont été plissés comme ces derniers. On les voit ainsi se dresser vers les Pyrénées ariégeoises en côtes vigoureuses. On les retrouve incorporés aux plis jurassiens des Petites Pyrénées de la Haute-Garonne, découpés en chevrons au flanc des anticlinaux, et doublant d'une épaisse cuirasse les carènes synclinales. Presque partout, leurs assises constituent la partie la plus solide du socle sur lequel reposent trangressivement les dépôts post-pyrénéens, essentiellement mollassiques.

b) *La mollasse.* — Cette disposition est bien réalisée à l'O. de l'Ariège. Tandis qu'à l'E. des dépôts oligocènes se relèvent sur les bords, vers la Montagne Noire et le Massif de Mouthoumet, la mollasse miocène qui leur succède à l'O. est demeurée horizontale et recouvre en discordance les premières couches plissées. Essentiellement constituée par des bancs lenticulaires de sable, d'argile, de marne et de graviers, elle présente le plus souvent les caractères d'un dépôt fluvial[20]. Les cours d'eau

19. 230.
20. Mengaud 177.

pyrénéens de l'époque miocène se divisaient et se répandaient en bras divagants sur une plaine basse et marécageuse, qu'ils exhaussaient de leurs dépôts enchevêtrés. Les lits grossiers renferment des fragments roulés de quartz et d'autres roches dures d'origine pyrénéenne. Les galets sont d'autant plus gros qu'on se rapproche des Pyrénées. Ils atteignent un décimètre cube dans le S. du département du Gers, où ils sont parfois cimentés et forment de petits bancs de poudingue[21]. Au bord même de la montagne, le dépôt prend parfois un caractère torrentiel. La coupe naturelle que forme la vallée de l'Ariège entre Varilhes et Pamiers montre surtout des quartiers de roches granitiques volumineux, assez mal roulés, complètement réduits en arène et tombant en poussière au moindre choc, mêlés à des blocs et à des galets de quartz et de toutes les roches dures des Pyrénées, y compris d'énormes quartiers anguleux arrachés aux poudingues de Palassou tout proches[22]. Un faciès analogue, quoique plus calcaire, s'observe en Béarn, où les couches grossières mais subhorizontales de la mollasse reposent en discordance, dans les environs de Pau, sur les strates inclinées des poudingues de Palassou[23]. Les Pyrénées centrales ont donc eu leur piémont miocène. On peut retracer les étapes de sa construction et les dater.

En effet, dans la plaine, parmi la succession monotone et confuse des argiles sableuses, des marnes, des calcaires marneux, des sables et des grès où se répètent inlassablement les mêmes aspects terreux et sales, brillent à divers niveaux de précieux repères paléontologiques. En particulier, entre la cote 225 et la cote 500 environ, s'échelonnent plusieurs faunes successives de mammifères terrestres[24]. La mollasse, helvétienne à Sansan et à Simorre, est d'âge miocène supérieur à Saint-Gaudens. Elle est d'autant plus récente qu'elle est plus méridionale, plus voisine des Pyrénées. La ligne de contact entre la mollasse fluvio-lacustre et les sables marins helvétiens en apporte la confirmation[25]. Dans le N. du Gers (Condomois, Lectourois), les sables recouvrent en général la mollasse et couronnent les collines, au

21. Jacquot **146**.
22. Leymerie **162**, Pouech **202**. — Notice de la carte géologique détaillée, feuille de Pamiers. — Observations personnelles.
23. Douvillé **100**.
24. Depéret **92**, Mlle Richard **213**.
25. Astre **31**, Repelin **211**.

sommet desquelles on a parfois la surprise de découvrir des coquilles marines (*Ostrea crassissima*) soit isolées, soit brisées et agglomérées en lumachelle.

Plus au S., vers Vic-Fezensac, les mêmes mollasses se montrent recouvertes par les sables marins seulement à l'O. de l'Osse. A l'E., la série des horizons mollassiques lacustres se poursuit par l'apparition de niveaux plus élevés. Enfin, tout au S., les sables marins se placent à la base d'une puissante masse à faune d'eau douce. Le niveau des sables helvétiens semble donc former un plan presque horizontal « qui, par rapport à un complexe mollassique d'autant plus récent qu'on se rapproche des Pyrénées, se situe d'abord au-dessus dans le N., puis s'intercale, soit directement par une terminaison en biseau, soit par un passage latéral ou devient équivalent à un horizon médian de cette mollasse, et enfin s'enfonce sous la partie inférieure au S. » (Astre). En Condomois et en Lectourois, la mollasse est tout entière antérieure aux sables helvétiens qui la ravinent. Au voisinage des Pyrénées, la mollasse est au contraire tout entière plus jeune que l'Helvétien, tandis qu'au bord même de la montagne, on trouve des dépôts encore plus récents (Sarmatien, Pontien).

La mollasse constitue donc au pied des Pyrénées un talus qui s'est progessivement construit (*fig.* 8). Les couches les plus anciennes se sont étalées au fond du bassin, formant un glacis doucement incliné vers le N. Cette inclinaison n'a fait que s'accroître, car les couches successives étaient plus épaisses au voisinage de leur région d'origine que dans celle où ne parvenaient que les dépôts les plus ténus. Les profils des différentes couches superposées sont semblables aux profils successifs d'une rivière au profil primitif brisé par une brusque diminution de pente : la rivière remblaie jusqu'à ce que la pente soit telle que le transport de toutes les alluvions devienne à nouveau possible. L'accumulation progresse par l'amont et vers l'amont. On pourrait parler d'accumulation régressive.

Les différents niveaux de la mollasse (différents par l'âge, mais de faciès monotone) apparaissent comme autant de piémonts superposés. La surrection des Pyrénées a créé une énorme rupture de pente que l'alluvionnement prolongé pendant toute la fin du Tertiaire a lentement régularisée. La mollasse tout entière peut donc être considérée comme un dépôt de piémont.

Elle mérite pleinement le nom que lui donnait Depéret, de mollasse sous-pyrénéenne, et celui de post-pyrénéenne que lui attribuait Leymerie.

Les conséquences morphologiques de cette genèse sont loin d'être négligeables. La pente, imperceptible à l'œil, qui abaisse la mollasse des Pyrénées vers la Garonne, est, au moins pour partie, une pente originelle. La mollasse doit aux conditions mêmes de son dépôt de se redresser progressivement vers les Pyrénées, les couches les plus récentes étant aussi les plus inclinées. Cette disposition doit être distinguée des déformations postérieures au dépôt des couches; et elle ne peut suffire, à elle seule, à prouver un soulèvement tardif des Pyrénées après

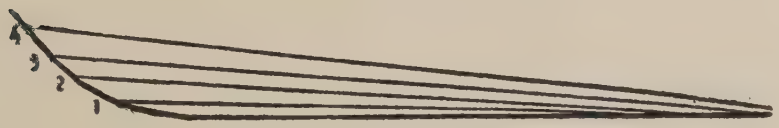


FIG. 8. — Construction d'un piémont.

le miocène. Si un tel soulèvement s'était produit, pendant ou après le dépôt de la mollasse, l'érosion ne se serait-elle pas exercée avec une vigueur accrue sur la bordure soulevée et n'aurait-elle pas découvert, au-dessous des couches les plus récentes, des couches plus profondes et plus anciennes? Celles-ci affleureraient aujourd'hui au voisinage de la montagne, tandis que les plus récentes ne se seraient conservées que dans le centre, resté déprimé, de la cuvette. La succession des affleurements serait celle qui s'observe sur le pourtour des bassins hercyniens. On peut qualifier la disposition inverse, résultant d'un remblaiement progressif, qui caractérise le S. du Bassin d'Aquitaine, de structure pyrénéenne. On est en présence d'un type particulier de bassin, associé à une chaîne de plissement tertiaire. Si l'on regarde la chaîne des Alpes comme la plus représentative de ce type de plissement, on dira que l'Aquitaine méridionale est un bassin « alpin ».

En second lieu, l'accroissement de la pente vers l'amont, dû aux progrès de l'accumulation, a pu avoir pour résultat d'aug-

menter la vitesse d'écoulement et par conséquent le caractère torrentiel des rigoles entre lesquelles se divisaient les eaux montagnardes au moment où elles parvenaient dans le piémont. Au début de la phase d'accumulation, la brusque diminution de la pente devait causer le dépôt de tous les matériaux grossiers au pied même de la montagne. Seules les particules fines pouvaient aller plus loin et parvenir dans la région où la pente devenait insensible. Les conditions y étaient favorables à la division des eaux en un lacis de chenaux aux mailles serrées et instables, étalant assez régulièrement sur toute la plaine de fines couches de sédiments ténus. La pente, toujours accrue par de nouveaux dépôts, du talus ainsi formé, a permis le transport d'éléments de plus en plus grossiers. Ils ont pu recouvrir progressivement les sédiments fins déjà déposés. On doit donc s'attendre, sans qu'un soulèvement tardif de la montagne doive nécessairement être invoqué, à rencontrer dans les couches supérieures du remblaiement un matériel plus grossier que dans les niveaux inférieurs. C'est ce qui se produit en effet. Les plus hauts niveaux de la mollasse se chargent de galets et passent vers l'amont aux cônes de déjection par lesquels s'est achevé le comblement du bassin sous-pyrénéen.

c) *Les dépôts grossiers du sommet du remblaiement post-pyrénéen.* — Les vallées irradiées à travers la Gascogne orientale ouvrent des tranchées où peut se lire la succession de ces dépôts. Au S. d'Auch, elles se creusent encore en majeure partie dans des sédiments fins, marnes et mollasses plus ou moins gréseuses, avec niveaux calcaires intercalés, les plus élevés et les plus récents de ceux qui s'insèrent dans la mollasse. Ainsi, le niveau calcaire de Sansan court au flanc de la vallée de la Gimone jusqu'aux environs de Boulogne, et se voit dans celle de la Baïse jusque près de Larroque-Magnoac, à une altitude de plus en plus réduite au-dessus du talweg[26]. Puis n'apparaissent plus que les mollasses qui lui sont superposées. A Gensac sur la Gimone, à Lassalles sur le Gers, à Sabarros sur la Baïse-Devant, à Tournous sur la Baïse-Darré, elles cèdent à leur tour la place à des dépôts plus récents et plus grossiers.

---

26. Dreyfuss 103.

Ces derniers s'annoncent déjà dans les vallées moyennes, au sommet des versants. Dans la vallée de la Gimone se montre, vers 280 mètres d'altitude, une puissante assise présentant les caractères d'une alluvion fluviatile : des grès à stratification entrecroisée contiennent des graviers siliceux et de petits galets pourris de roches éruptives, analogues à celles qui se rencontrent, au pied même des Pyrénées, dans la formation de Lannemezan. Ce sont les graviers de Simorre[27]. Plus au S., l'Helvétien supérieur est entièrement formé par ces couches à galets, qui s'observent à une altitude de plus en plus forte (350 mètres environ, près de Monléon-Magnoac). Les mollasses qui les supportent et qu'ils ravinent deviennent aussi plus puissantes, conformément à la disposition caractéristique des dépôts de piémont. Au-dessus, les galets cimentés en poudingues forment corniche. Le ciment est calcaire, ainsi que quelques galets; les plus nombreux sont des fragments de roches éruptives grenues complètement altérées. Les niveaux plus élevés sont entièrement dépourvus de calcaire, et se reconnaissent à leur teinte généralement plus foncée.

Aux mollasses et aux cailloutis de couleur claire succède en effet une masse épaisse d'argiles compactes de couleur fauve tirant tantôt sur le jaune et tantôt sur le rouge. On y rencontre des couches de graviers ou de petits galets pyrénéens assez bien roulés, et presque exclusivement siliceux : lydiennes et quartzites dominent. M. Dreyfuss y a signalé aussi des schistes et de rares roches éruptives. Ces argiles ne résultent pas de la décalcification des mollasses graveleuses sous-jacentes sur lesquelles elles semblent parfois reposer sans discordance. La régularité des lignes de graviers et de galets, et surtout l'épaisseur et l'extension de ce dépôt montrent qu'il s'agit d'une formation distincte. De plus, ces argiles semblent passer à la base aux argiles de même faciès dans lesquelles le versant gauche de la vallée sous-pyrénéenne de la Garonne est en partie taillé. Dans les carrières des briqueteries qui exploitent l'argile ont été trouvés des ossements de mammifères fossiles[28], en particulier près de Saint-Gaudens, au pont de Valentine, et près de Montréjeau, à la

27. Depéret 90, 92. — Dreyfuss 102, 103.
28. Boule 52, 54. — Harlé 139, Astre 34.

tuilerie Birabent. *Dryopithecus Fontani* y caractérise le Miocène supérieur. Marchand et Fabre[29] évaluaient à 150 ou 200 mètres, sous le Plateau de Lannemezan, la puissance de ces argiles à cailloux siliceux, pour lesquelles ils proposaient le nom de « Lannemezan inférieur ». Car ces argiles aux chaudes colorations disparaissent à leur tour sous une nouvelle masse d'argile, de sable et de cailloux qui forme la partie supérieure du Plateau de Lannemezan.

---

29. **169.**

Chapitre III

LA FORMATION DE LANNEMEZAN ET LES PLATEAUX SOUS-PYRÉNÉENS

La formation de Lannemezan couronne l'édifice lentement construit pendant la seconde moitié du Tertiaire. Sa surface a été la surface de départ de l'érosion, celle au-dessous de laquelle s'inscrivent les reliefs en creux du paysage actuel. Il convient donc de lui consacrer une étude assez détaillée. Celle-ci paraît d'autant plus nécessaire que la formation de Lannemezan demeure mal connue[1]. Véritable désert paléontologique, elle n'a pas suscité de travail approfondi. Malgré la claire et magistrale description de Boule[2], qui pouvait servir de point de départ pour une analyse plus étendue et plus complète, bien des incertitudes subsistent. En particulier celles qui concernent les rapports de la formation de Lannemezan avec les dépôts du Miocène supérieur dont elle n'a pas toujours été distinguée. Ces deux terrains constituent le sol des plateaux sous-pyrénéens.

I. — Les plateaux sous-pyrénéens.

Entre la Neste et le Gave d'Ossau, la partie la plus élevée du Piémont est formée par un ensemble de plateaux dont le plus connu est celui de Lannemezan.

1. **Le Plateau de Lannemezan** (*pl.* II). — Le Plateau débute, à près de 700 mètres d'altitude, au pied des escarpements calcaires

1. Il n'existe pas de carte d'ensemble de la formation de Lannemezan. Aucune carte géologique détaillée ne lui accorde un figuré spécial. Ses contours sur la carte de Saint-Gaudens (Etat-Major), levés par M. Denizot, demeurent inédits. En général, sur les feuilles de la carte géologique au 80.000e, le Lannemezan n'est pas distingué du Miocène supérieur, dont l'extension n'est pourtant pas la même. Il est parfois confondu avec d'autres alluvions anciennes étagées en terrasses dans les vallées, une même teinte et une même notation pouvant réunir plusieurs niveaux différents que la topographie, à défaut des faciès, permet de distinguer.

2. 52.

du Soum de Pouricade, par un dos de terrain large d'un demi-kilomètre à peine, allongé entre la vallée de la Neste, profonde de 150 mètres, et le haut bassin de l'Arros. A partir de ce pédoncule, l'horizon s'élargit et le plateau forme une vaste surface monotone[3], vouée à la lande à Bruyère, Fougère et Ajonc épineux. C'est le domaine moiré où de joyeuses couleurs dorées, mauves et roses chantent au soleil de l'été finissant. Au début du printemps, avant le renouveau de la végétation, de vastes secteurs de lande ne sont plus que des étendues funèbres calcinées par les incendies qu'allument les bergers. Au cœur de l'hiver, tout disparaît uniformément sous la blancheur éclatante de la neige, à perte de vue. Mais sa surface ne tarde pas à onduler légèrement, et l'humidité apparaît dans les creux, où le sol spongieux recouvre des tourbières. Là naissent sans gloire, aux environs du village de Capvern, des ruisseaux qui descendent vers l'Arros tout proche, et d'autres qui auront un chemin beaucoup plus long à parcourir avant de mêler leurs eaux à celles de la Garonne : les quatre ou cinq ruisseaux dont la réunion formera la Baïse, et ceux qui deviendront le Gers, la Save, la Louge.

Dès le parallèle de Lannemezan, la physionomie change. Les conques tourbeuses s'approfondissent, et leurs eaux rassemblées en clairs ruisseaux jaseurs coulent au fond des vallées étroites, déjà encaissées de plusieurs mètres entre des versants très raides. Vers le N. s'ouvrent dans la masse du Plateau de larges et profondes échancrures, types parfaits du V fluvial, sortes d'embrasures laissant voir des lointains bleus qui sont déjà la plaine.

---

3. Le nivellement des minutes de la carte de l'Etat-Major (Tarbes S.-E. et Saint-Gaudens S.-O.) est entaché d'erreurs. Contrairement aux indications de la carte, la moitié orientale du Plateau, où se trouvait l'ancien camp de Lannemezan, est à la même altitude que la moitié occidentale. La cote 679, inscrite sur la minute de Saint-Gaudens, est trop forte d'une quarantaine de mètres. Celle de 645 m., qu'on lit sur la carte en hachures, est plus conforme à la réalité : dans son voisinage immédiat, le N. G. donne 634 m. 13. L'altitude la plus élevée atteinte par le rail, à la station de Labarthe-Avezac, est de 648 m. 90.

La minute de Saint-Gaudens attribue à tout le bord du plateau au N. de la vallée de la Neste, jusqu'à Montréjeau, une altitude exagérée, comme l'ont remarqué MM. Denizot et Goron. Des erreurs de cette importance rendent aléatoires les déductions que l'on pourrait tirer de l'étude de profils construits d'après les minutes de la carte de l'Etat-Major dans cette région. Elles démontrent la nécessité d'un achèvement rapide de la nouvelle carte de France au 20.000e, dont les feuilles représentant la partie orientale du Plateau de Lannemezan ont été publiées en 1949.

Entre ces vallées rapidement approfondies, le plateau se poursuit par de longues lanières vite subdivisées par d'autres vallées qui s'intercalent entre les premières et qui, à la différence de celles-ci, ne débutent pas au sommet même du plateau. La pente de ces croupes, mesurée à partir du château d'eau de Labarthe (660 m.), pour des rayons de 10 kilomètres de long, est supérieure à 1 %. On a bien affaire à un cône de déjection. Cette pente, plus forte que celle de la surface de base, correspond à l'amincissement du cône sur sa périphérie.

La surface primitive ne semble pas conservée. Elle a été délavée. Les galets de granite, décomposés, ont fourni du sable, les schistes des argiles, les particules fines ont été entraînées par le ruissellement. Seul le squelette formé par les blocs de quartzite est demeuré en place. Les bassins tourbeux correspondent à la zone du ruissellement diffus, les ravins, qui s'agrandissent bientôt en vallées, à celle du ruissellement organisé. La partie effilée du S. du Plateau, assaillie du côté de la Neste et du côté de l'Arros, a été amenuisée et menacée de fragmentation. L'altitude ne s'y élève pas régulièrement vers le S., mais la ligne de faîte ondule, s'abaissant par places pour formuler des cols.

Le dessin des ruisseaux reflète peut-être plus fidèlement la forme conique de l'ancienne surface. Les principaux se disposent en effet comme les branches d'un éventail de 90° d'ouverture, entre le N. et l'E. Plus tard les branches divergentes primitives se sont ramifiées avec les progrès de l'érosion, l'apparition et le développement d'affluents et de sous-affluents. Le dessin s'est complété et compliqué, tout en gardant ses traits fondamentaux. Ils confèrent à l'ancien cône de la Neste une unité de plan qui ne se retrouve pas au même degré sur les autres cônes du Piémont.

2. **Le Plateau de Ger.** — Le Plateau de Ger pourrait faire illusion avec sa forme triangulaire si apparente et sa situation dans l'axe de la vallée montagnarde du Gave de Pau (voir la carte morphologique). En fait, il ne représente que la partie centrale d'un cône beaucoup plus ouvert à l'O. : une mince échine, allongée depuis la Forêt de Mourle jusqu'au confluent du Gave et de l'Ousse, au S.-E. de Pau, a été isolée du Plateau de Ger par le creusement de la vallée, aujourd'hui morte, de Pontacq.

Ce n'est plus qu'une lanière témoin, une *serre*, pour employer un terme fréquent dans la toponymie locale.

Le Plateau de Ger, d'après la minute de la Carte d'E. M., ne dépasse nulle part 570 mètres, tandis que, d'après la carte au 20.000e, le pédoncule du Lannemezan atteint 701 mètres. La partie du Plateau de Ger délimitée par les routes d'Ossun à Pontacq et de Tarbes à Pau est une surface s'inclinant de 480 mètres au S. à 410 mètres au N., tandis que pour le Plateau de Lannemezan proprement dit, les altitudes correspondantes s'élèvent à 660 et 600 mètres. Mais il ne faut pas oublier que, par rapport aux Pyrénées, la situation du Plateau de Ger est plus septentrionale que celle du Plateau de Lannemezan. Avant que le bassin de Lourdes ne fût creusé, la serre de Mourle et le Plateau de Ger, non encore séparés par la vallée de Pontacq, devaient former un seul plateau qui se prolongeait jusqu'au bord de la montagne, et pénétrer dans la vallée du Gave de Pau à la façon de la racine du Lannemezan dans celle de la Neste. Sa surface, à l'emplacement de Lourdes, pouvait donc se situer entre 650 et 700 mètres. L'érosion glaciaire et karstique n'a laissé subsister, dans la gorge située en amont de Lourdes, aucun vestige de cette extension supposée. Mais, plus au S., la vallée s'élargit dans les marnes albiennes; sur la rive droite apparaissent des éléments de replats s'élevant régulièrement, en direction de l'amont, à 820, 840, 860 mètres, comme le feraient des témoins, d'ailleurs remaniés par le glacier du Gave, de la vallée contemporaine du cône de Ger. Leur altitude confirmerait l'évaluation précédente.

En tous cas, le Plateau de Ger n'est pas l'équivalent exact du Lannemezan. Tandis que ce dernier représente la partie la plus haute d'un ancien cône de déjection de la Neste, le premier n'est qu'un fragment, déjà éloigné de la montagne, d'un ancien cône du Gave de Pau dont le sommet a été complètement détruit.

3. **Le Plateau de Cieutat-Orignac.** — Entre Lannemezan et Ger, l'ancien cône de l'Adour, plus modeste, apparaît aussi plus fractionné. Il débute à l'E. de Bagnères, vers 700 mètres d'altitude, 150 mètres plus haut que l'Adour, par un étroit pédoncule qui ressemble à celui du Lannemezan. Sa position, entre la vallée de l'Adour et le haut bassin de l'Arros, renforce l'ana-

logie. Les argiles ferrugineuses à gros blocs de quartz arrondis et patinés reposent sur les schistes crétacés. Les quartzites, rares dans le bassin pyrénéen de l'Adour, le sont aussi sur le plateau.

Celui-ci ne mérite vraiment son nom qu'à partir de la cote 656, sur la route de Bagnères à Toulouse (Manse de la carte E.-M.)[4]. Cette route, jusqu'à Cieutat, court sur un petit plateau triangulaire dont la surface est vallonnée. Dans sa partie la plus large, il ne mesure que cinq kilomètres. De chaque côté se creusent les vallées, profondes de plus de 200 mètres, de deux affluents de l'Arros, le Luz et l'Arrêt. A la Caume, une des branches de l'Arrêt est parvenue à ouvrir un col de flanc sur le versant gauche de la vallée du Luz. Le plateau est menacé de fractionnement. D'autres ravins découpent son extrémité en lanières qui se terminent, comme le bord symétrique du Lannemezan, par des promontoires élevés tombant presque à pic sur la vallée de l'Arros. Le Plateau de Cieutat est pourtant la partie la mieux conservée de l'ancien cône de l'Adour.

Entre la vallée de l'Adour et celle de l'Arrêt s'étendent des collines schisteuses parsemées de blocs exotiques. Ils semblent témoigner de la continuité ancienne des argiles à galets de Cieutat et de celles d'Orignac, qui reposent sur des argiles à lignites[5]. Sous le village, leur plus grande épaisseur serait de 27 mètres[6]. Elles ont été découpées, ainsi que leur soubassement, par des ruisseaux, et forment seulement la partie supérieure de collines dont l'altitude est assez régulière.

On retrouve des paysages analogues entre la vallée de l'Adour et la vallée morte d'Adé. De part et d'autre de l'Echez, des schistes noirs, lardés de bancs granitisés très inclinés, sont arasés au niveau des socles des plateaux d'Orignac et de Ger. Leur surface est jonchée non seulement par des fragments plats et non roulés de schistes granitisés autochtones, mais aussi par des galets quartzeux provenant de la Zone axiale. A Averan, on voit de gros blocs arrondis, d'un demi-mètre cube et plus, patinés comme ceux de Lannemezan. Mais c'est

---

4. Non loin du village de Mérilheu, dont Leymerie donnait le nom au plateau (161).
5. Voir la 2e partie de ce chapitre.
6. Debette 80.

seulement sur la serre la plus proche de la vallée de l'Adour, au N. de Visker et à l'E. d'Hibarette et de Bénac, que se rencontrent les argiles à galets. Elles reposent, à Bénac, sur des lignites qui sont peut-être l'équivalent de ceux d'Orignac.

Plateau de Cieutat et serre de Visker forment les bords d'un éventail dont les collines d'Orignac occupent le centre. L'allure générale de l'ancien cône se reconnaît encore. Mais le relief est fractionné. Aussi la désolation de la lande à ajonc, qui règne sur les parties massives et mal égouttées du Lannemezan et du Ger, est-elle remplacée par un paysage humanisé, où les villages en ordre lâche se profilent au sommet des croupes revêtues de cultures. Par ses paysages, le Plateau de Cieutat-Orignac est à rapprocher de l'ancien cône du Gave d'Ossau.

4. **L'ancien cône du Gave d'Ossau.** — Ce dernier partage avec le cône du Gave de Pau l'infortune d'avoir eu son sommet détruit. La formation de Lannemezan est séparée de la montagne par le bassin glaciaire d'Arudy et n'apparaît qu'aux environs de Sévignacq, Sainte-Colome et Bélair, à 550 mètres d'altitude environ. Elle occupe le sommet des collines les plus élevées, entre Gave de Pau et Gave d'Oloron. Près de Gan, elle recouvre, avec une épaisseur de 20 mètres, des poudingues à ciment calcaire (Palassou) dont elle se distingue aisément. Elle constitue le mamelon de Peyralans (S. de Bosdarros), et les hauteurs de Rigal et de Piétat (E. de Bosdarros) où son épaisseur semble dépasser 40 mètres. A la partie supérieure s'observe une argile à quartzites (plus grande dimension 25 à 30 centimètres) et à galets pourris de roches éruptives et schisteuses. La base est formée par une argile jaunâtre sans cailloux. Cette formation se réduit à des lambeaux de peu d'étendue et ne crée pas un paysage original.

Le socle est partout visible. Il n'est pas sûr qu'il ait été partout recouvert. Le pic de Rébénacq, en effet, formé par une lame de calcaire urgonien, dresse son double sommet (502 et 520 mètres E.-M.) un peu au-dessus des collines voisines, coiffées par la formation de Lannemezan. On trouve des galets de quartzite sur les flancs du pic, en particulier sur le versant S., au-dessus de Ballongue. Mais dans les lapiez du sommet, il n'existe que de gros fragments plats, peu ou pas roulés,

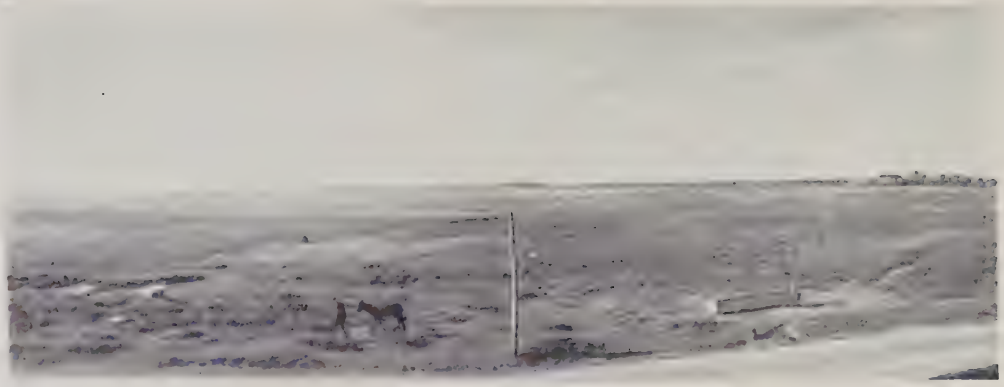


Photo D. Faucher.

1. – Lande de Lannemezan, en direction du Nord. Vallée infantile au second plan à gauche.
A droite, usines électrochimiques de Lannemezan.

Photo D. Faucher

Photo [illegible]

2 et 3. — Enracinement du Plateau de Lannemezan dans la vallée d'Aure.
A gauche, ennoyage de la vallée de la Neste et du bord de la montagne sous les alluvions que recouvre la lande
A droite, talus du Lannemezan et haute terrasse de la Neste. A l'arrière plan, cluse morte

d'une roche altérée en surface et provenant des épisyénites[7] qui affleurent dans le voisinage[8].

Le pic de Rébénacq doit son relief à la résistance du calcaire urgonien. Les autres terrains crétacés, gréseux ou marneux, imperméables et tendres, font de la région située entre Gan et Sévignacq une sorte de Terrefort au relief fractionné, où se dispersent les fermes. Au N. du parallèle de Gan, les calcaires daniens font apparaître, en particulier à l'O. de Lasseube, une petite côte dont le front regarde les Pyrénées, et dont le revers s'enfonce sous les marnes argilo-sableuses du Lutétien, où se sont creusés les bassins de Lasseube et de Gan. La dépression lutétienne est fermée au N. par une côte vigoureuse, parfois dédoublée (par exemple au N. de Lasseube), taillée dans la tranche d'une puissante assise de poudingues de Palassou. Les vallées s'y rétrécissent beaucoup (Néez au N. de Gan, Bayse au N. de Lasseube, vallée de Monein dans la région des Bois et des Landes du Laring). Mais au delà, elles se dilatent à nouveau et deviennent dissymétriques dans les poudingues miocènes plus tendres, discordants sur ceux de Palassou.

Ainsi, le relief en creux de la région comprise entre Pau et Oloron s'explique par la structure monoclinale et les différences de dureté des assises crétacées et tertiaires du socle. Mais avant le creusement des vallées actuelles, responsable de ce relief, le pays était nivelé. La formation de Lannemezan repose en discordance sur la tranche de toutes les assises. Son épaisseur réduite, par rapport à celle qu'elle atteint sur les Plateaux de Lannemezan et de Ger, a permis aux rivières installées à sa surface d'arriver très vite, en approfondissant leurs vallées, au socle sur lequel elles sont manifestement surimposées. Malgré des adaptations de détail à la structure du socle, le réseau conserve une disposition divergente qui dessine les génératrices de l'ancien cône du Gave d'Ossau dont les serres, entre les vallées, sont les témoins. Du haut des collines de Jurançon, on les voit s'élever doucement vers le S. et venir

7. Détermination due à l'obligeance de M. Astre.

8. P. Viennot, Sur la structure du Pic de Rébénacq et de ses environs (Basses-Pyr.) *C. R. S. G. F.*, 1924, pp. 142-144. — R. Douvillé, Quelques observations sur le terrain crétacé au S. de Pau. *C. R. Ac. Sc.*, t. 183, 1926, pp. 768-771. — P. Viennot, Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *B. Carte géol. Fr., 30*, n° 163, 1927 (pp. 139-142).

de toutes parts converger devant la large échancrure de la vallée d'Ossau avec, au fond, la silhouette ailée du Pic du Midi.

L'ancien piémont des Pyrénées centrales se compose donc de quatre cônes inégaux, issus des vallées voisines de la Neste, de l'Adour, du Gave de Pau et du Gave d'Ossau. L'identité de leur origine s'exprime par la ressemblance de leurs sols.

II. — Le sol des plateaux.

1. **La formation de Lannemezan.** — Le sol argileux du Plateau de Lannemezan, souvent d'un rouge vif, contient une quantité prodigieuse de cailloux. Près de l'origine du plateau, le chemin qui monte de la halte de Lortet (624 mètres) au point coté 686 sur la carte de l'État-major entre Labastide et Avezac, permet d'examiner une belle coupe, haute de 60 mètres, dans la formation de Lannemezan, dont la base n'est pas visible. Toutefois, la surface des schistes crétacés qui affleurent plus bas, sur le versant de la vallée de la Neste, n'est sans doute pas loin, car une petite source jaillit dans le bois, près de la halte. La nappe phréatique se trouve probablement au contact des schistes et du Lannemezan. La formation est donc visible sur presque toute son épaisseur.

Elle est essentiellement constituée par des cailloux de toutes dimensions, depuis le menu gravier jusqu'aux blocs d'un demi mètre cube, un mètre cube et davantage. Ces derniers sont nombreux, mais les cailloux dont le grand axe mesure 20 centimètres prédominent. Les quartzites sont le plus grand nombre, mais il s'y mêle des schistes cristallins, des granites, des poudingues permotriasiques, d'autres roches dures qui affleurent dans le bassin pyrénéen de la Neste. Presque tous les cailloux sont arrondis et roulés autant que le comportent leurs dimensions et la nature de la roche qui les constitue. Leur surface est lisse, polie, douce au toucher. Certains se desquament. Beaucoup de cailloux de moindre dimension sont anguleux. Il s'agit, le plus souvent, de galets arrondis ultérieurement cassés suivant des plans de schistosité, mais à une date assez ancienne pour que toute la surface du caillou, y compris la cassure, soit plus ou moins patinée.

Aucune stratification n'est visible dans la coupe de Lortet. Les gros blocs sont mêlés aux cailloux plus petits sans ordre. Le dépôt semble s'être formé non par couches successives, mais en masse. On n'observe sur les galets ni stries, ni traces certaines d'usure éolienne, ce qui ne peut surprendre, étant donné l'altération des roches. Tandis que les roches éruptives sont le plus souvent décomposées à cœur, les schistes à l'état friable ou pulvérulent, les roches métamorphiques d'une compacité extrême, comme les quartzites, s'entourent d'une croûte d'altération qui, lorsqu'on extrait un caillou, se détache parfois de lui et reste adhérente à sa gangue argileuse. Car l'argile qui emballe les cailloux provient en majeure partie de la décomposition des plus friables d'entre eux. Une belle patine brune, rouge, mauve ou lie-de-vin revêt les quartzites et se substitue à la teinte grise ou verdâtre de la roche saine[9].

En surface, les couches rouges se montrent par places décolorées et les galets patinés sont comme blanchis. On voit de même, au S. de la route de Lannemezan à Capvern, des argiles très rouges recouvertes par d'autres presque blanches. Les couches superficielles ont peut-être été décolorées par des eaux acides. M. de la Source, qui a étudié celles de plusieurs fontaines du Lannemezan[10], a trouvé un pH voisin de 4, et une résistivité de l'ordre de 30.000 ohms, indiquant une très faible minéralisation. Aucun élément organique ne peut se conserver dans un tel milieu.

Aussi les ossements de mammifères, repères si précieux dans les couches calcaires plus anciennes, font-ils totalement défaut. La formation de Lannemezan est dépourvue de fossiles et ne peut être datée par eux. Le fossile caractéristique du Lannemezan, c'est le galet de quartzite patiné et bruni. Mais ce galet lui-même peut manquer, ou laisser la place à d'autres roches siliceuses dures, suivant la composition pétrographique des bassins qui ont fourni les alluvions. Cet indestructible galet peut aussi se retrouver dans les alluvions de terrasses plus récentes que le Lannemezan, et provenant en partie de son remaniement.

---

9. Boule 52 (pp. 16-17, note).

10. Hountanère (commune de Recurt, quartier de Hourcaud, vallée de la Gavelette), Hountgrande (à l'E. d'Uglas, vallée du Gers), Boute-Sanson (commune de Clarens). Renseignements dus à l'obligeance de M. Mengaud.

Ainsi, les argiles à galets de Lannemezan ressemblent aux alluvions des plus anciennes terrasses quaternaires, qui se montrent seulement moins rouges et moins profondément altérées. Et elles ne se distinguent pas toujours aisément des argiles miocènes qui proviennent, elles aussi, des Pyrénées.

2. **La formation de Lannemezan et les dépôts miocènes continentaux.** — La formation de Lannemezan ne peut être confondue avec les mollasses, qui se signalent généralement de loin par leur teinte plus claire. Les poudingues inclus dans ces mollasses, à petits éléments très bien arrondis, disposés en lits entrecroisés, et liés par un ciment gréseux, contrastent avec les blocs irréguliers épars au sein de l'argile de Lannemezan[11]. Enfin et surtout, la présence de calcaire est un critère décisif. Parfois, l'argile de Lannemezan recouvre directement la mollasse, par exemple aux Tuileries de Barbazan-Debat, au S.-E. de Tarbes, près de la route nationale de Tarbes à Toulouse. Sur les poudingues de Palassou reposent environ 5 mètres de marnes beige clair, à dendrites (efflorescences de manganèse). Au-dessus s'observe une mince couche d'alluvions à petits éléments, contenant des roches granitiques décomposées, puis l'argile rouge, à cailloux en majorité quartzeux, du Lannemezan (*fig.* 9).

Mais le plus souvent, entre la mollasse et la formation de Lannemezan s'interposent des argiles probablement miocènes, et la limite des deux formations est alors difficile à tracer. D'après M. Dreyfuss[12], la formation de Lannemezan se reconnaîtrait à sa teinte rouge généralement plus vive, à son aspect plus sec et à sa meilleure tenue à l'eau, sa moindre facilité à s'ébouler, à la nature de ses galets enfin : grosse majorité, sur le Plateau de Lannemezan, de quartzites patinés, relative rareté des lydiennes, altération complète des roches éruptives grenues.

De plus, la formation de Lannemezan ne repose pas toujours sur des dépôts miocènes. Elle s'avance au Sud sur les terrains variés de la bordure pyrénéenne, recouvre directement leur surface inégale, et forme parfois des placages isolés par l'érosion en plein domaine plissé. Les argiles rouges à blocs et gros galets du Plateau de Lannemezan reposent tour à tour sur les

11. Denizot **84**.
12. Dreyfuss **102**.

calcaires récifaux et les marnes schisteuses noires de l'albo-aptien, le flysch supra-crétacé, les marnes et les calcaires du Crétacé terminal, les marnes et les poudingues éocènes, les argiles du Miocène supérieur enfin. La même disposition transgressive s'observe du côté de l'O. jusqu'au delà d'Oloron, du côté de l'E. jusque dans l'Ariège où, au S. de Saint-Girons, la formation de Lannemezan recouvre directement les roches primaires de la Forêt de Rivèrenert, les grès cénomaniens, les terrains plissés crétacés et éocènes des Petites Pyrénées. Une banquette aplanie dans les terrains variés de la bordure pyrénéenne supporte donc

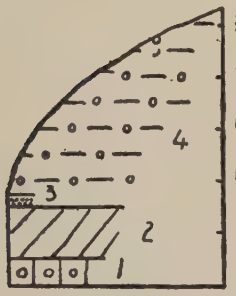


FIG. 9.

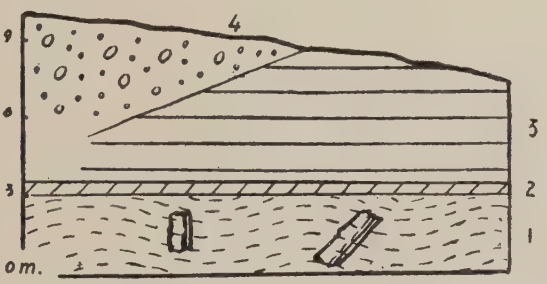


FIG. 10.

FIG. 9. — *Carrière des Tuileries de Barbazan-Debat* (Tarbes). — 1, poudingues de Palassou; 2, mollasse claire à dendrites; 3, alluvions avec granites décomposés; 4, Lannemezan.

FIG. 10. — *Carrière d'Orignac.* — 1, lignite en lits plissotés; 2, argile noire (50 cm.); 3, argile grise; 4, argile jaune à cailloux roulés (Lannemezan).

les argiles de Lannemezan, qui se prolongent ensuite sur les dépôts post-pyrénéens déjà accumulés dans le S. du Bassin. La formation de Lannemezan débute à dix, vingt, trente kilomètres plus loin vers le S. que les dépôts post-pyrénéens qui l'ont précédée.

Mais chacun de ces dépôts, on s'en souvient, présente une semblable disposition en retrait par rapport à ceux qu'il recouvre, et qu'il déborde vers le S. Elle n'est donc pas une preuve suffisante de l'indépendance de la formation de Lannemezan, qui pourrait se relier par la base, en direction du N., aux argiles du Miocène supérieur et aux formations mollassiques de l'Armagnac[13]. Les indices de ravinement, souvent relevés au contact

13. Cette interprétation est, en particulier, celle des auteurs de la carte géologique détaillée, feuilles de Tarbes et de Saint-Gaudens.

de la formation de Lannemezan et des dépôts miocènes[14] n'emportent pas non plus la conviction, car ils pourraient n'avoir qu'une signification locale.

Cependant, Marchand et Fabre ont signalé l'intercalation, entre les argiles rouges du Plateau de Lannemezan et les argiles compactes à cailloutis exclusivement siliceux de leur « Lannemezan inférieur », d'une « zone d'environ un mètre d'épaisseur formée d'argiles rouges sableuses, agrégées par un ciment ferrugineux qui lui donne souvent une très grande dureté. Cette sorte de lehm, écrivaient-ils encore, a, dans l'ensemble, tous les caractères d'un vaste horizon de décalcification subaérienne; parfois aussi celui d'une formation « aliotique ». Il constitue un niveau phréatique. Le lehm recouvre directement soit l'alluvion inférieure à cailloutis siliceux, soit les argiles et marnes miocènes là où n'apparait pas cette alluvion »[15].

Marchand et Fabre plaçaient au même niveau que cette formation éluviale les argiles à lignites d'Orignac, elles aussi directement recouvertes par la formation de Lannemezan. L'exploitation à découvert des lignites, depuis 1946, immédiatement au S. du village d'Orignac, permet d'observer une excellente coupe (*fig.* 10). Les argiles jaunes du Lannemezan, contenant de nombreux galets patinés de quartz, de granite, ceux-ci complètement pourris, d'autres roches anciennes, recouvrent d'autres argiles gris-bleuâtre, très homogènes, très plastiques, légèrement savonneuses au toucher, et ne contenant pas le moindre gravier. Le contact des deux formations est franc, sans aucune zone de transition. Il se fait suivant une surface nette et bien tranchée, qui paraît voisine de l'horizontale.

Sous une dizaine de mètres d'argile gris-bleu s'étend une couche de lignite, épaisse d'environ trois mètres. Elle est assez régulière et homogène, et à peu près horizontale elle aussi. Le bois fossile a souvent gardé son aspect premier[16], bien qu'il ait

---

14. Denizot 84. — Dreyfuss 102.

15. 52.

16. D'après la disposition des nœuds et la texture du bois, les habitants d'Orignac y voient des restes d'anciens châtaigniers. M. Rol, sous-directeur de l'Ecole Nationale des Eaux et Forêts à Nancy, a bien voulu essayer de déterminer quelques échantillons prélevés par nous. « Il est certain, écrit-il, qu'il s'agit d'un bois résineux et il est infiniment probable qu'il s'agit d'un pin, comme le montre la présence de canaux résinifères suffisamment larges, mais il est difficile d'aller plus loin » (en raison de la très forte compression subie dans le sol par les échantillons, et de leur forte

subi un transport. En effet les fragments sont disposés en lits réguliers, légèrement plissotés par suite du tassement de la masse argileuse dans laquelle est inclus le lignite. Seuls les troncs entiers et les maîtresses branches (quelques souches mesurent jusqu'à 4 mètres de diamètre) sont redressés ou même verticaux. Le passage du lignite à l'argile se fait par l'intermédiaire de 50 centimètres d'argile noire, mêlée à des débris de lignite, que les ouvriers appellent le marc de café. Le substratum des lignites est encore formé par de l'argile reposant en discordance sur les marnes campaniennes. L'ensemble des argiles et des lignites serait d'origine alluviale[17]. En effet, le lignite ne constitue pas une couche régulière et continue sur une grande étendue, mais une zone charbonneuse formée de bancs plus ou moins lenticulaires, pouvant se remplacer latéralement et se superposer en nombre et en épaisseur variables, et séparés par des intercalations d'argile. Celle-ci ne contient pas de fossiles. Mais lors d'une première exploitation, sous le Second Empire, on a trouvé dans la couche de lignite la plus élevée des dents et quelques débris d'ossements de mammifères appartenant à une dizaine d'espèces différentes, la plupart caractéristiques du Pontien[18].

A 12 kilomètres à l'E.-S.-E. de Pau, sur le flanc N. des coteaux situés entre Nousty et Angaïs, des lignites semblables à ceux d'Orignac ont été exploités à diverses époques, et encore tout récemment (1948). L'argile grise et brune qui les renferme, « très fine et très pure, savonneuse, très douce au toucher », est surmontée par quarante ou cinquante mètres d'argiles à galets, dont la partie supérieure au moins appartient à la formation de Lannemezan. Des poudingues calcaires, du type des poudingues de Palassou, supportent les argiles à lignite.

---

fossilisation qui ne permet pas de faire les coupes par les moyens habituels : l'observation doit avoir lieu par simple réflexion). En 1948, M. l'abbé Crouzel, professeur au Petit Séminaire de Toulouse, et M. Rey, directeur du Service de la Carte de la végétation de la France, ont trouvé, dans une vase noire durcie enveloppant les morceaux de bois fossiles, des empreintes de feuilles. MM. Rol et Gaussen y ont identifié des Cupressinées, qui vivaient sous un climat plus chaud que l'actuel climat d'Orignac. Rappelons qu'en 1862, un premier examen des échantillons de bois avait permis de reconnaître des conifères, peut-être des cèdres et des araucarias (Virlet d'Aoust, 248).

17. Rapport de M. Pigeyre, ingénieur des Mines (20 juin 1947).

18. Virlet d'Aoust 248. — Astre 32.

D'autres argiles à lignite ont été signalées par Douvillé à la base de la formation de Lannemezan, en particulier à Navailles, au N. de Pau. Les lignites de Navailles, également exploités à certaines périodes de pénurie de combustible, sont inclus dans des argiles claires qui reposeraient sur la mollasse de l'Armagnac[19].

Ainsi, une formation continentale, caractérisée par la présence de lignites, s'interpose en divers points entre la formation de Lannemezan et les terrains antérieurs, y compris la mollasse. Si, comme il est probable, les lignites de Nousty et de Navailles sont du même âge que ceux d'Orignac, la mollasse est tout entière pré-pontienne, tandis que les argiles de Lannemezan sont postérieures au Pontien. L'originalité de la formation ne peut donc être mise en doute. Il reste à préciser quels sont ses rapports avec les aplanissements qui constituent l'un des traits fondamentaux des paysages sous-pyrénéens.

19. Douvillé **101** et enquête personnelle.

Chapitre IV

LES APLANISSEMENTS DU PIÉMONT PYRÉNÉEN

Les vastes horizons calmes des plaines sous-pyrénéennes à l'O. de l'Ariège et de la Garonne contrastent, jusqu'au bord de l'Océan, de la façon la plus évidente avec les reliefs vigoureux dressés comme une barrière, ou comme un prestigieux décor, du côté du Midi. Depuis la terrasse de l'observatoire du Pic du Midi de Bigorre, par exemple, cette étendue basse, unie, sans bornes, aperçue à travers un voile de brume, et allant se confondre au loin avec un horizon indistinct, ressemble à la nappe tranquille d'une mer. De plus près, lorsqu'on parcourt le pays, on s'aperçoit que la surface de cette mer ondule en longues vagues séparées par des creux, mais l'impression générale n'en est pas changée. Souvent les crêtes ont à peu près la même hauteur et il est facile de les joindre par une surface idéale au-dessous de laquelle ont été sculptés des reliefs menus.

Mais les surfaces locales qu'on peut ainsi définir ne se relient pas toujours les unes aux autres. Elles sont tantôt des surfaces de remblaiement, tantôt des surfaces d'érosion. Par exemple, la surface du Plateau de Lannemezan est celle d'une plaine d'accumulation. La surface que l'on peut faire passer par les sommets des collines du Béarn et du Pays Basque recoupe au contraire des terrains plissés : c'est une surface d'érosion. De loin, les deux surfaces paraissent confondues, et elles le sont en effet lorsque les dépôts de piémont, s'amincissant latéralement, viennent mourir sur la surface arasée des terrains plissés. Mais ailleurs, cette dernière s'enfonce sous les nappes détritiques.

I. — Le socle des nappes détritiques.

Entre Neste et Gave d'Ossau, la surface de départ de l'érosion est presque partout celle d'une plaine d'accumulation. Cependant, cette plaine est posée sur un socle dont elle épouse la forme générale. Ce socle affleure au flanc des vallées, souvent profondes de deux à trois cents mètres, et sur la bordure des

Pyrénées, dans l'intervalle des cônes alluviaux, où il constitue de petites régions originales dépourvues d'alluvions.

1. **Le socle accidenté des nappes détritiques.** — A Lortel, où le pédoncule du Plateau de Lannemezan mesure à peine quelques centaines de mètres de largeur, les schistes crétacés affleurent vers 660 mètres du côté de Labastide, tandis que sur le versant de la Neste la formation de Lannemezan descend au-dessous de 624 mètres près de la halte de Lortet (*fig.* 11). Elle constitue en entier le talus, haut de 60 mètres, par lequel le sommet du plateau se raccorde au palier d'une terrasse de la Neste. C'est seulement plus bas, dans le talus de cette ter-

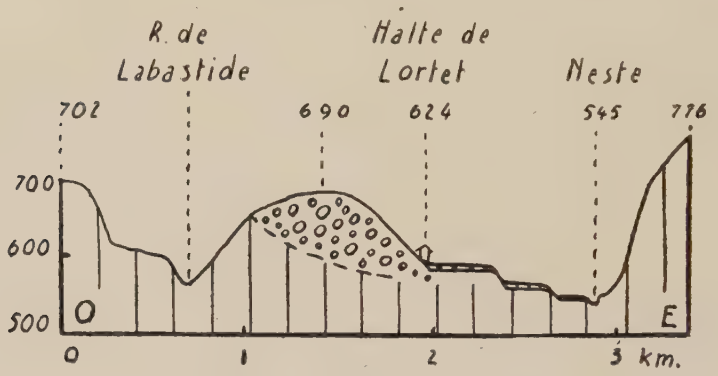


Fig. 11. — Coupe de la formation de Lannemezan à l'origine du plateau. Hachures verticales : schistes albiens.

rasse, que les schistes réapparaissent. La pente du socle crétacé, en direction de la Neste, est d'au moins 7 à 8 %. Il s'agit peut-être d'un versant de vallée masqué par la formation de Lannemezan.

La pente est également sensible en direction du N. La base des argiles rouges s'abaisse de 650 mètres environ à Labastide à moins de 400 mètres au N. de Puydarrieux. Sa valeur moyenne dépasse 6 ‰. Du côté du N.-O., le socle du Lannemezan descend de 650 mètres à l'origine du plateau à 500 mètres environ à l'O. de Tilhouse et de Mauvezin. Les pointements crétacés qui se montrent sporadiquement au fond de la plupart des vallées prouvent que toute la surface du socle est irrégulière. Ceux de Saint-Plancard et de Sédeilhan, récemment

explorés, semblent correspondre à des plis très aigus[1]. Le long de la Baïsole, la formation de Lannemezan s'épaissit et paraît combler une dépression allongée dans le prolongement de la vallée montagnarde de la Neste (*fig.* 13). Cette dépression ne commence à se creuser qu'à une dizaine de kilomètres de la montagne et l'on peut hésiter à y voir le prolongement de la vallée dont un versant serait fossilisé, entre Lortet et Labastide, sous le pédoncule du Plateau de Lannemezan. Seule la répéti-

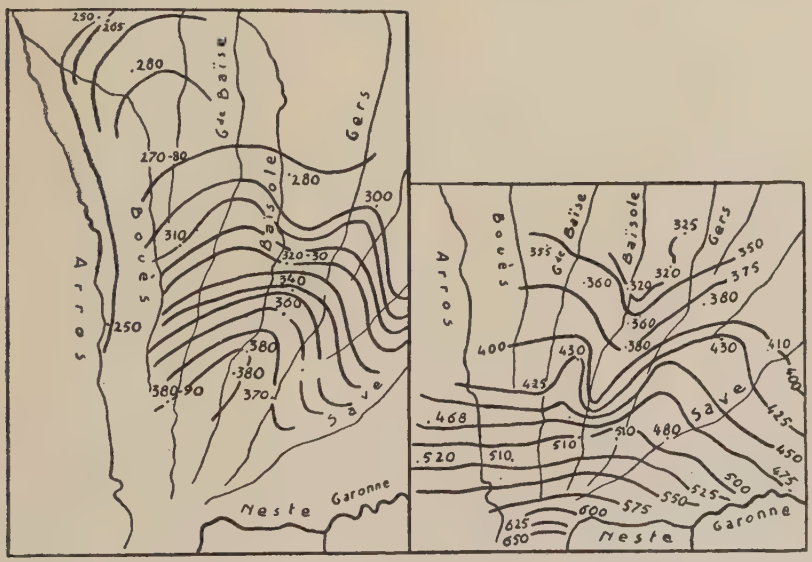


Fig. 12. — Surface de base des argiles du Miocène supérieur (*à gauche*).
Fig. 13. — Surface de base des argiles du Lannemezan.
(D'après M. Dreyfuss.)

tion d'une topographie analogue, à la surface du socle, peut faire pencher en faveur de cette hypothèse.

En effet, le soubassement crétacé du Plateau d'Orignac s'abaisse de 650 mètres près de Bagnères à 520 à Orignac (7 kilomètres au N.), et semble se relever latéralement aux environs de 540-550 mètres aussi bien du côté de Cieutat (E.) que du côté de Montgaillard (O.). Les argiles à lignite occupent le fond d'une sorte de cuvette[2] située dans le prolongement de

1. Régie Autonome des Pétroles. Rapports de M. P. Michel (mai et déc. 1947).
2. Boule 52 p. 22.

la vallée de l'Adour. Serait-ce l'indice d'une autre vallée fossile? Le socle du Plateau de Ger, qui descend de 570 mètres à Maillous, au N. de Bartrès, à 450 mètres environ à l'E. de Pontacq (6 kilomètres au N.) demeure mal connu. Mais l'étude minutieuse de cailloutis analogues à ceux de Lannemezan, situés au N. de Saint-Girons, a montré qu'ils se sont déposés dans une dépression allongée qui est peut-être une ancienne vallée du Salat, de forme plus évoluée que les vallées actuelles[3].

Au N. d'une ligne Pau, Pontacq, Soues, Oléac, Lanespède, le socle crétacé et éocène n'affleure plus. Les coteaux qui limitent la vallée morte de Pontacq sont formés, à leur partie supérieure, par des argiles rouges à cailloux roulés qui ressemblent à la formation de Lannemezan. A Nousty, elles surmontent les argiles à lignites sur une quarantaine de mètres de hauteur. Le même terrain se voit à la base de l'autre versant de la vallée dès le premier lacet de la route de Pontacq à Ger. La route nationale de Tarbes à Pau, les chemins qui s'accrochent à flanc de coteau entre le Pont-Long et les villages du plateau, Limendous, Andoins, sont eux aussi entièrement tracés dans une argile rubéfiée à gros galets, épaisse d'au moins 50 mètres.

Sous le Plateau d'Orignac, la base des dépôts détritiques s'abaisserait de 520 mètres à Orignac à 420 mètres environ dans la vallée de l'Arrêt-Darré, entre Oueilloux et Fréchou-Fréchet, où son épaisseur atteindrait également de 40 à 50 mètres[4]. Mais entre les plateaux de Cieutat et de Lannemezan, la vallée de l'Arros, la plus profonde de toutes les vallées sous-pyrénéennes, se creuse jusqu'à la cote 250, entièrement, semble-t-il, dans les cailloux roulés. « Au N. de Cieutat et d'Orignac, écrit Boule, la formation atteint brusquement une épaisseur énorme, de sorte, par exemple, que les tranchées de la route, qui descend d'Oléac à Tournay, les montrent sur tout le trajet, c'est-à-dire sur une échelle verticale de 288 mètres. » De même, de l'autre côté de l'Arros « vers Lanespède et Ozon, les flancs de vallée sont entièrement constitués par l'alluvion, et la voie ferrée passe, sans quitter les cailloux roulés, de la cote 612, près de la station de Lannemezan, à la cote 260, près de Tournay. Cette chute brusque de la base de la formation de Lannemezan, suivant le parallèle Oléac-Lanes-

3. Goron **133**. — Crouzel **67**. Ci-dessous, pp. 155-160.
4. Observations de M. Mengaud.

1 Lande de Lannemezan et massif du Pic du Midi

Photo D. Faucher.

2. La région creuse des Baronnies, vue du Plateau de Cieutat vers celui de Lannemezan.

3 La région creuse des Baronnies, vue du Plateau de Lannemezan vers celui de Cieutat. Château de Mauvezin, surveillant la profonde vallée de l'Arros

Photos F. Taillefer

4. Socle du Plateau de Ger (ce dernier à l'horizon), nivelé par la surface mio-pliocène, à l'exception d'un mamelon d'ophite (au centre). La photographie est prise d'Averan

pède, ne peut guère s'expliquer que de deux manières. Ou bien on confond l'alluvion des plateaux avec l'argile miocène sur laquelle elle repose... Ou bien il faut invoquer un affaissement général de la plaine sous-pyrénéenne au pied des derniers contreforts montagneux »[5].

Suivant M. Dreyfuss, c'est la première hypothèse qui aurait le plus de chances d'être exacte. La base de la formation de Lannemezan ne subirait pas d'inflexion à la traversée de la vallée de l'Arros. En revanche, la surface de base des argiles du Miocène supérieur qu'elle recouvre s'y déprimerait de plus de 100 mètres (*fig.* 12). La vallée de l'Arros serait donc creusée dans la formation de Lannemezan, puis dans les cailloutis miocènes. On aurait affaire à deux piémonts superposés, celui du Miocène supérieur, dont les dépôts auraient comblé une dépression profonde sur l'emplacement de la vallée de l'Arros; celui du Lannemezan, qui recouvrirait le premier et le déborderait vers le S. sans toutefois occuper tout l'espace compris entre la limite méridionale des dépôts miocènes et le bord des Pyrénées, puisque le socle affleure dans les régions enclavées entre les cônes.

2. **Les régions enclavées.** — La plus typique est celle des Baronnies, entre les plateaux de Lannemezan et de Cieutat (*pl.* III). C'est le bassin supérieur de l'Arros. Sans l'étroit goulot par lequel cette rivière s'échappe en direction du N. entre les promontoires de Mauvezin et d'Artiguemy, détachés l'un du Plateau de Lannemezan, l'autre du Plateau de Cieutat, ce serait une sorte de dépression fermée. En effet, de toutes parts des hauteurs l'entourent. Au S., c'est la muraille du Pène de Lhéris (1.593 m.). A l'E. et à l'O., se refermant en tenaille, les bords des deux plateaux, s'abaissant de 650 à 550 mètres environ, barrent l'horizon de leur silhouette lourde et massive, sans la moindre échancrure. L'Arros coule à 400 mètres au pied du Pène de Lhéris, à 300 mètres à l'entrée du goulot resserré entre les promontoires de Mauvezin et d'Artiguemy. Par rapport aux plateaux, la dénivellation mesure 250 mètres.

Aussi, dans les schistes tendres et imperméables du socle, les vallées se sont-elles multipliées et enfoncées, raccordant leurs talwegs à celui de l'Arros. Le relief est donc très fouillé.

5. Boule 52 p. 15.

C'est un relief en creux. C'est aussi un relief monoclinal : toutes les collines des Baronnies ont un profil dissymétrique, le versant raide regardant les Pyrénées. Une zone calcaire, intercalée dans les schistes, forme la côte la plus vigoureuse, dont le front se dresse au-dessus du petit bassin d'Esparros. Là, les pentes se raidissent, les sommets se haussent à des altitudes plus fortes, presque toujours supérieures à 700 mètres et atteignant parfois 800 mètres; les vallées se rétrécissent, s'y contournent en méandres encaissés, de petites dolines creusent leurs entonnoirs (environs de Lomné). Mais au N. de la zone des côtes calcaires, rares sont les croupes schisteuses qui atteignent le niveau des plateaux de Lannemezan et de Cieutat. Quelques-unes le font cependant (713 et 728 mètres à l'E. de Prat, 661 au N. d'Avezac, 734 à l'E. du

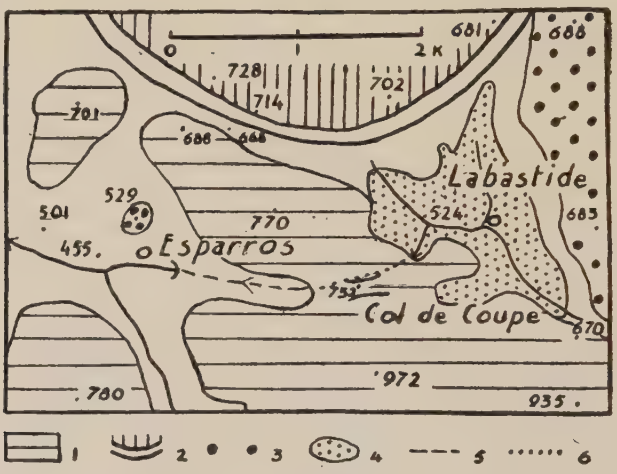


Fig. 14. — La formation de Lannemezan à Esparros (Baronnies) : 1, hauteurs calcaires; 2, côte des schistes crétacés; 3, Lannemezan; 4, dépression fermée de Labastide; 5, vallée sèche; 6, cours souterrain.

sommet du Plateau de Cieutat) dépassant ainsi largement le niveau du socle de ces plateaux. Elles s'abaissent au-dessous lorsque les versants des vallées se recoupent, que des cols se creusent, qu'une confluence amenuise et efface une croupe de séparation.

Le schiste nu affleure partout sur le sommet des collines comme sur leurs versants. Dans le bassin d'Esparros toutefois, on a la surprise de rencontrer au N. du village, coiffant un

mamelon calcaire (cote 529 E.-M.) une argile jaune à galets de quartzite bien roulés, les plus gros, au sommet du mamelon, mesurant 40 centimètres de grand axe (*fig.* 14). C'est le faciès du Lannemezan. Cette formation n'existe nulle part ailleurs dans le bassin supérieur de l'Arros et de son affluent l'Ayguette, qui passe à Esparros. A l'amont, le bassin presque entièrement calcaire n'a pu fournir les quartzites. Ils n'ont pu venir de la vallée de la Neste par les cols, tous trop élevés : le col de Coupe est à 732 mètres, le passage le plus bas à 668 mètres. On n'y observe d'ailleurs pas de cailloux roulés.

Mais le mamelon d'Esparros est situé à l'entrée d'une sorte de reculée au fond de laquelle un ruisseau sort d'une petite grotte. Ce ruisseau a pour origine la perte de l'Aspugue à Labastide, sur le revers de la côte calcaire qu'il traverse par un cours souterrain. La petite plaine de Labastide s'est construite en fonction de la perte, qui n'a pas suffi à évacuer toutes les alluvions et dont l'obturation a, par moments, transformé la plaine en lac temporaire. La plaine est en grande partie fermée par les argiles et les galets arrachés au versant O. du pédoncule du Lannemezan. L'argile rougeâtre remaniée et des galets brunis, ne dépassant pas 25 centimètres de grand axe, se rencontrent aux abords de l'arcade monumentale sous laquelle s'engouffre le ruisseau de Labastide-Esparros. Le cheminement souterrain des argiles et des galets, à une époque où l'écoulement des eaux était plus actif qu'aujourd'hui, paraît probable. Il n'existerait donc pas, dans les Baronnies, de formation de Lannemezan en place. Comment se fait-il que cette région, aujourd'hui moins élevée dans son ensemble que les plateaux voisins, n'ait pas été recouverte par les dépôts détritiques?

L'absence de couverture pourrait sans doute s'expliquer par la forme même des cônes alluviaux, qui ne deviennent jointifs et coalescents qu'à quelque distance de leur origine, lorsque l'éventail s'ouvre largement. Dans l'intervalle de deux cônes voisins, une zone de forme triangulaire demeure dépourvue ou presque dépourvue de couverture alluviale. Mais peut-elle le demeurer indéfiniment? Si l'alluvionnement est puissant et prolongé, si les deux cônes voisins s'exhaussent beaucoup, le cours d'eau de l'un ou de l'autre cône se déverse dans la zone déprimée intermédiaire et y dépose des alluvions. Sans doute pourront-elles être facilement enlevées au cours d'un cycle ultérieur

rajeunissant le relief. Mais quelques témoins de la plus grande extension des bords amincis des cônes devraient subsister au voisinage des parties centrales conservées. Or, il n'existe dans les Baronnies aucun de ces témoins. Le Lannemezan s'arrête brusquement, comme si les Baronnies, au moment de la construction des cônes, avaient été trop hautes pour être recouvertes.

De fait, la côte calcaire qui les traverse d'E. en O. s'élève 50 ou 100 mètres plus haut que la surface actuelle des alluvions sur les plateaux. Même si celle-ci ne représente plus la surface terminale de l'alluvionnement, il est peu probable que les bords amincis des cônes aient jamais pu recouvrir ces hautes collines. L'Arros et ses affluents ne doivent pas leur tracé conséquent à leur surimposition sur une couverture alluviale. Ils se sont

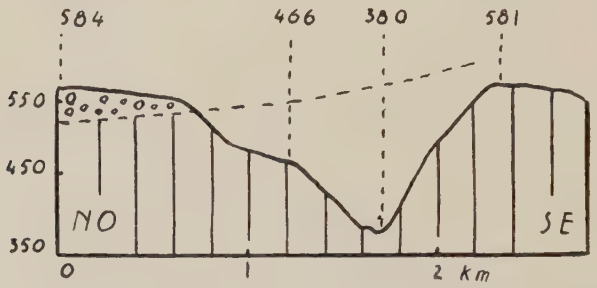


Fig. 15. — Situation topographique de la formation de Lannemezan (Plateau de Cieutat, à l'O.) au contact des Baronnies (à l'E.).

établis sur une surface plus élevée que la côte actuelle, à un niveau où les calcaires ne formaient pas de relief saillant. La surface initiale des Baronnies se situait donc au moins à 100 mètres plus haut que celle des plateaux d'alluvions. Celles-ci se sont déposées d'abord dans des dépressions.

Une confirmation en est apportée par le tracé des rivières. En effet, le contact des plateaux et des Baronnies est souligné par les vallées dissymétriques du Luz et du ruisseau d'Avezac. Les alluvions du plateau de Cieutat descendent à 550 mètres sur le versant gauche de la vallée du Luz; sur l'autre versant, on n'en voit pas trace à 581 mètres (*fig.* 15). Sur la rive droite du ruisseau d'Avezac, les alluvions du Lannemezan montent à 670 mètres, mais on n'en trouve pas sur la rive gauche, à 660 mètres, sur les mamelons d'Avezac. Les deux ruisseaux semblent s'être établis dans une dépression latérale, au bord

d'une plaine alluviale, au pied des coteaux schisteux qui la limitaient.

Les pédoncules des plateaux de Lannemezan et de Cieutat fossiliseraient donc bien la partie inférieure des anciennes vallées montagnardes de la Neste et de l'Adour. Leur situation culminante actuelle résulterait d'une inversion du relief. La perméabilité et l'épaisseur des alluvions les ont protégées, tandis que le ruissellement découpait les schistes imperméables et tendres demeurés sans couverture alluviale. Comme en aval l'Arros s'enfonçait dans les argiles du Miocène supérieur, d'un déblaiement facile, il a donné à sa vallée une profondeur exceptionnelle. Les morsures de l'érosion se sont irradiées à travers la masse schisteuse des Baronnies et ont fait d'elle une région creuse.

Entre les cônes de l'Adour et du Gave de Pau, les collines de l'Oussouet et de l'Echez sont une réplique des Baronnies. Mais les vallées sont moins profondes, surtout du côté de l'Adour qui coule encore à 500 mètres d'altitude près du confluent de l'Oussouet. Le rajeunissement a été plus vigoureux du côté de l'Echez. Les sommets des collines s'élèvent rapidement vers le S., de 500 mètres environ dans la région où la formation de Lannemezan vient les recouvrir, à plus de 1.100 mètres à la Plaine d'Esquiou. La région, comme les Baronnies, était donc plus haute que les sommets des grands cônes de déjection.

Il semble qu'ainsi la transition était mieux ménagée qu'aujourd'hui entre la montagne et son avant-pays. Le versant des Pyrénées était moins dégagé qu'il ne l'est parce que la surface de l'avant-pays était plus élevée, et aussi, dans l'hypothèse où les vallées montagnardes de la Neste, de l'Adour et du Salat auraient, en direction du N., des prolongements fossilisés par les cailloutis, parce que le divorce était moins brusque entre le réseau montagnard et le réseau sous-pyrénéen. Les dépressions sous-pyrénéennes, qui soulignent ce contact, n'étaient probablement pas esquissées à l'O. de la Neste. Les reliefs de l'avant-pays ont été progressivement fossilisés, d'aval en amont, par l'accumulation persistante des dépôts de piémont miocènes jusqu'au Pontien inclusivement (Orignac). Une période d'érosion continentale paraît avoir suivi, car la formation de Lannemezan repose en discordance sur le Miocène supérieur, y compris sans doute le Pontien, et son extension diffère de celle des dépôts miocènes. Au bord même des Pyrénées, le socle crétacé

et éocène a été recouvert seulement par la formation de Lannemezan, très largement dans la région des grands cônes, de façon partielle dans les Pyrénées à l'E. de la Neste.

II. — La surface de base de la formation de Lannemezan dans les Prépyrénées, entre Neste et Salat.

Comme l'a démontré M. Goron[6], le relief plissé des Prépyrénées ariégoises et garonnaises a évolué par étapes. Les formes structurales, qui dominent dans la physionomie, se sont élaborées au cours des deux cycles d'érosion au moins. Les vallées actuelles appartiennent au dernier de ces cycles. Elles ont vigoureusement rajeuni les formes d'un cycle antérieur. En effet, à 200 ou 250 mètres au-dessus des talwegs, s'étendent des plateaux formés par les argiles rouges à galets et à blocs du Lannemezan. Tantôt ces plateaux occupent une situation culminante, tantôt ils se tiennent à quelques dizaines de mètres au-dessous des *Tucs* et des *Quères* formés par les crêts des Petites Pyrénées. Entre la vallée du Salat à Mercenac et celle du Volp au Plan, le relief est presque entièrement structural. Cependant, le petit plateau alluvial de Séris, à 200 mètres au-dessus du Salat, témoigne d'un cycle ancien dont les formes sont peut-être conservées aussi sur les calcaires daniens, au N. de la Quère de Tané. Entre Mauvezin et Lahitère, entre les Baudis et Arrachau, on peut traverser les chaînons prépyrénéens sans rencontrer aucun relief au-dessus de la surface des plateaux d'alluvions qui s'étendent largement. On reconstitue donc sans peine, au N. de Saint-Girons, un relief structural évolué, à demi ennoyé sous les cailloutis du Lannemezan, puis énergiquement rajeuni par le creusement des vallées actuelles.

La formation de Lannemezan recouvre aussi, entre le Salat et le Ger, petit affluent de la Garonne, les plateaux de Figarol et de Ganties, nivelés aux environs de 450 mètres d'altitude (*fig.* 16). Mais seuls les schistes et les grès tendres et imperméables de la « zone cénomanienne » sont bien aplanis. Les calcaires inclus dans cette zone, à Montsaunès, entre Montespan et Ganties, forment des collines escarpées qui se dressent au-dessus de la surface des plateaux. Comme au N. de Saint-Girons, les cailloutis occupent le fond de dépressions larges et

6. 133.

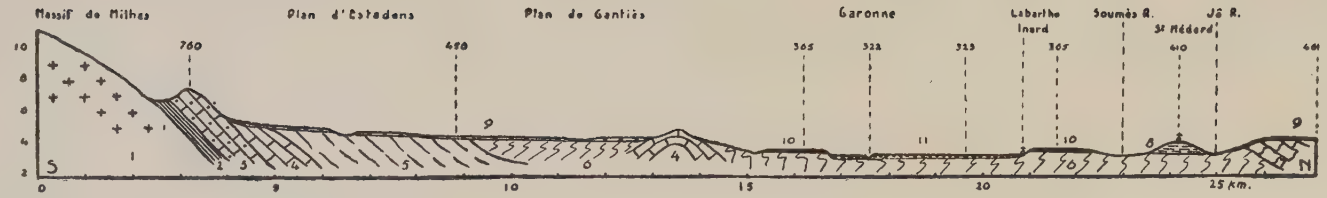


FIG. 16. — Coupe de plateaux de piémont au Sud de la Garonne : 1, schistes primaires très métamorphiques du Massif de Milhas; 2, argiles triasiques; 3, calcaires et dolomies du Lias et du Jurassique; 4, calcaires urgoniens; 5, calcschistes albiens; 6, flysch supra-crétacé; 7, marnes sénoniennes; 8, argiles miocènes; 9, Lannemezan; 10, terrasse garonnaise (niveau de Saint-Gaudens); 11, terrasses garonnaises (niveaux inférieurs).

parfois anastomosées qui sont « en rapport étroit avec l'inégale résistance des roches »[7].

La pente de la surface de base des cailloutis n'est pas moins significative. De Saint-Girons à Salies-du-Salat, le socle s'abaisse de 500 mètres à 400 mètres environ en direction du N.-O. Entre le Ger et le Salat, il descend de 450 à 400 mètres environ d'O. en E. Les deux pentes s'inclinent donc vers le confluent Garonne-Salat. La base du plateau de Lannemezan à l'E. de la Neste descend également vers l'E. de 600 mètres au S.-O. de Labarthe, à un peu plus de 450 mètres au N. de Saint-Gaudens. Les dépressions évasées qui composent, dans cette région, ce que M. Goron a appelé la surface de base du Lannemezan, avaient donc des pentes de même sens que les cours d'eau actuels, Neste, Garonne et Salat; l'évolution du relief qui a conduit à l'élaboration de cette surface s'est faite en fonction d'une structure et d'un réseau hydrographique peu différents de ceux d'aujourd'hui. Comme M. Goron l'écrit avec raison, le niveau cyclique partiellement fossilisé par les cailloutis du Lannemezan ne constitue nullement, dans les Prépyrénées de l'Ariège et de la Haute-Garonne, une pénéplaine; il en représente seulement « les premiers linéaments »[8].

A l'E. du Salat, ces linéaments se réduisent à des ressauts au flanc des vallées et s'évanouissent en même temps que le Piémont. Du côté de l'O., au contraire, le socle du Piémont se raccorde à des aplanissements larges et réguliers.

III. — Les aplanissements du Béarn.

La zone où le Béarn rencontre la Soule, entre le Gave d'Oloron et le Saison, puis à l'E. de ce dernier gave, dans le bray de Saint-Palais, est aussi celle où s'opère le passage des Pyrénées au Piémont. Les petites montagnes souletines se haussent en moyenne 400 mètres plus haut que les douces collines béarnaises. Et les vallées, beaucoup plus profondes qu'en Béarn, donnent au relief souletin une vigueur inconnue dans les pays d'Oloron et de Sauveterre.

Au Midi, les Pyrénées perdent, en même temps qu'une partie de leur fierté, la direction E.-O. qui était la leur dans la région des grands cônes de piémont. Elles s'orientent franchement

7. Goron 133 p. 472.
8. Goron 133.

du S.-E. au N.-O. Cette direction est suivie par les deux grandes vallées parallèles des Gaves d'Oloron et de Pau, les deux artères maîtresses du Béarn. C'est l'orientation majeure du relief béarnais.

Car toutes ces collines allongées, au sommet plat, semblent découpées dans une même surface, très régulière et apparemment horizontale. En fait, la pente vers le N.-O. n'est pas négligeable, comme le montre la diminution de l'altitude vers le N.-O. : 500 mètres au N. d'Arudy, environ 400 autour de Lasseube, 300 entre Lucq et Monein, 200 à l'E. de Salies, moins encore dans le bec aminci qui se termine au confluent des deux gaves. Cette surface tranche une structure complexe. Les affleurements, sur les versants et au fond des vallées, ainsi que quelques sondages, révèlent un sous-sol très tourmenté. Dans l'ensemble, les roches ne sont pas dures : grès, marnes,

FIG 17. — Aplanissements du Piémont ossalois.
Tout à droite et au fond, double sommet du Pic du Midi d'Ossau.

calcaires marneux, sables, constituent les faciès dominants de presque tous les étages. Les bancs calcaires plus résistants qui se rencontrent dans l'Aptien et dans le Crétacé supérieur, et qui forment l'ossature des plis, sont trop peu épais pour modifier les conditions générales de l'érosion. C'est seulement au S. de Pau, entre Jurançon et Gan, que de puissantes assises de poudingues calcaires plongeant au N. dressent, près de Gan, un front de côte vigoureux dominant de 150 mètres une dépression déblayée dans des sables lutétiens. Or. de part et d'autre de cette dépression subséquente, sables tendres et poudingues durs sont nivelés par une même surface, sur laquelle reposent en discordance les argiles rouges à galets siliceux patinés de l'ancien cône du gave d'Ossau (*fig.* 17). Le paysage porte donc la marque de deux cycles d'érosion.

De même, entre Gave de Pau et d'Oloron, se rencontrent au sommet de presque toutes les collines, dans le prolongement des dépôts de piémont ossalois, argiles, sables rouges et lits

de cailloux pyrénéens roulés et patinés (quartz, quartzites, lydiennes, grès permiens), quelquefois soudés par un ciment ferrugineux. A Camptort, à l'E. de Navarrenx, la grosseur moyenne de ces galets est égale ou un peu inférieure à celle du poing. Mais on trouve des blocs roulés de 30 centimètres de diamètre et plus, qui servent de bornes à l'angle des chemins ou de chaque côté des portails de ferme. Au sommet des collines les plus hautes, parce que mieux respectées par l'érosion postérieure au dépôt de la couverture alluviale, l'épaisseur de cette dernière peut dépasser 40 mètres[9] (*fig.* 18). La succession des assises, analogue à celle qui a été décrite sous le Plateau de Lannemezan, semble garantir la continuité de la surface fossilisée.

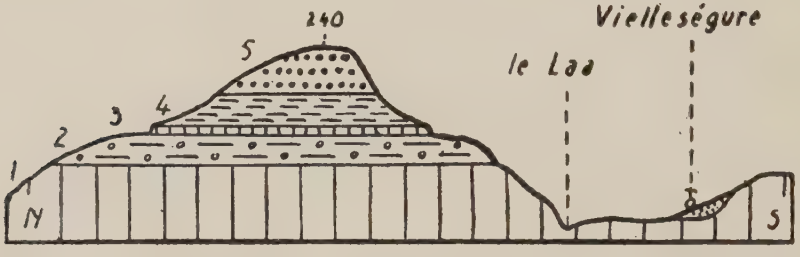


FIG. 18. — Coupe dans les dépôts de piémont de l'Entre-Deux-Gaves (d'après Bresson) : 1, éocène inférieur; 2, alluvions formées de galets de quartz, lydiennes noires, grès et conglomérats permiens, quartzites gris avec argiles et sables jaunâtres subordonnés (8-10 m.); 3, grès ferrugineux empâtant les éléments de 2 (quelques décimètres); 4, argiles rouges, associées quelquefois à des sables fauves (7-10 m.); 5, graviers, cailloutis et galets identiques à ceux de 2, mais plus riches en quartzites (15-20 m.).

La même surface se poursuit, à des altitudes concordantes, entre la vallée du Gave d'Oloron et les petites montagnes souletines, au N. de Mauléon. Une dénivellation d'environ 200 mètres sépare la surface aplanie et les premières hauteurs. Les aplanissements ne sont guère moins parfaits qu'au N.-E. du Gave d'Oloron, mais la couverture alluviale n'est plus que très sporadique. Elle ne fait cependant pas défaut aussi brusquement que pourrait le laisser croire la carte géologique (feuille de Mauléon). La surface de flysch marneux est parsemée de cailloux roulés de quartz et de roches siliceuses dures, identiques à ceux qui revêtent en couches plus épaisses et plus

9. BRESSON 58.

continues les collines aplanies de l'Entre-deux-Gaves. Le long de la route de Mauléon à Navarrenx par Moncayolle, on en trouve partout dans les champs et dans les bois. Au point coté 250, près de l'embranchement de la route de Préchacq, des galets patinés de roux, des blocs de plus de 30 centimètres de diamètre, une argile jaune plus compacte que celle que donne la décalcification du flysch, rappellent le faciès de la formation de Lannemezan.

Du côté du N.-O., cette surface s'arrête au bord du bray de Saint-Palais, dont la longue boutonnière se creuse 100 ou 120 mètres plus bas. Le bray a donc été approfondi au cours d'un cycle plus récent, probablement le même qui a dégagé la côte de Gan. Au delà de la fermeture occidentale du bray, la surface reprend continuité et ampleur dans le Pays basque, avec toutefois des caractères nouveaux.

IV. — Les surfaces d'érosion du pays basque.

En effet, entre les collines aplanies du Béarn et les plateaux entaillés par des vallées nombreuses du Pays basque à l'O. de la Bidouze, ce sont d'abord les contrastes qui apparaissent. Le paysage devient plus triste, plus nu, plus désert, plus uniforme. Il y a loin des riantes collines de Monein, vêtues de pampres et bien cultivées, aux solitudes des Landes de Mixe et d'Hasparren. C'est que le sol a changé. La couverture détritique, que l'on a vu s'amincir et se fragmenter entre Navarrenx et Mauléon, a maintenant complètement disparu. Le flysch crétacé affleure seul. Mais son faciès n'est pas le même que dans le N. du Béarn. Les grès et marnes des horizons les plus récents font place ici aux grès plus durs de Mixe et aux dalles à silex rubanés de Bidache qui, plus près des Pyrénées, représentent des niveaux plus anciens. C'est dans les grès de Mixe que la Bidouze encaisse le grand méandre du Coude. C'est à eux sans doute que le relief doit sa compacité plus grande. Vallées et vallons sont nombreux, mais beaucoup sont secs, et ils demeurent étroits. La dissection n'a pas progressé avec autant d'aisance qu'en Béarn, malgré des pluies plus copieuses et un Océan plus proche.

On ne voit plus ici une direction unique s'imposer souverainement à toutes les lignes du relief. La structure semble s'ordonner en fonction du massif gneissique du Labourd, l'appa-

rition la plus septentrionale du bâti primaire des Pyrénées. D'où une allure arquée, enveloppant le N. du massif et moulant ses contours. Le réseau hydrographique combine la direction E.-O., celle de la basse vallée de l'Adour en aval du Bec-du-Gave, avec la direction perpendiculaire des rivières affluentes descendues des montagnes de la Soule et du Labourd, entre Bidouze et Nive. Ainsi s'esquisse une ordonnance orthogonale, plus compliquée qu'en Béarn.

Mais ici comme là, le pays est nivelé. La surface d'érosion des collines béarnaises passe par le sommet arasé du crêt septentrional du bray de Saint-Palais et se poursuit, au delà de la percée morte de Bergouey, qui n'a pas un kilomètre de large, par les étendues monotones des Landes de Mixe, très doucement inclinées vers le N.-O. et s'abaissant de 180 mètres à 160 mètres environ, puis par le niveau d'Hasparren.

Autour du massif primaire du Labourd se dessine, du côté du N., une dépression périphérique, la « vallée » d'Hasparren, bordée par un front de côte haut de 100 mètres, précédé de buttes-témoins et échancré par des percées conséquentes[10]. La côte est formée par le flysch crétacé, plongeant au N.[11] (*fig.* 19). Le revers de la côte porte les Landes d'Hasparren. Sa surface, qui s'incline vers le N. plus doucement que le flysch, est une surface d'érosion. Très régulière, elle se compose de croupes surbaissées et de mamelons très aplatis. Passemard l'a justement comparée à une étoffe mal tendue[12]. Elle n'a jamais dû être parfaitement plane. Les points hauts des Landes ne sont pas les témoins de l'ancienne surface, mais plutôt des reliefs résiduels la dominant d'une vingtaine de mètres. Le cycle récent a rajeuni la pénéplaine, creusé des vallons et des ravins dont les versants convexes ont des profils de *downs*. Il est

10. Cette évolution morphologique est une preuve de l'enracinement du massif du Labourd. Elle n'aurait pas été possible si celui-ci était charrié sur le Crétacé.

11. Il ne faut pas confondre ce pendage, qui a orienté l'évolution morphologique, avec les directions très variées qui s'observent dans la masse de ce flysch très schisteux. Elles ne résultent pas de vrais plissements ni même de plissotements. Ce sont des plans de clivage, souvent orthogonaux, dus à l'écrasement de la roche sous de fortes pressions, au voisinage du massif du Labourd. Il est possible aussi que certains plissotements soient contemporains de la sédimentation, qui a dû se faire sous forme de minces feuillets de vase très plastique. Ils ont pu glisser, couler et se déformer, et les plissotements multiples qui en ont résulté ont la même origine que les pseudo-plissements de certains dépôts argileux.

12. Passemard **195**. — Lefebvre **155**, **156**.

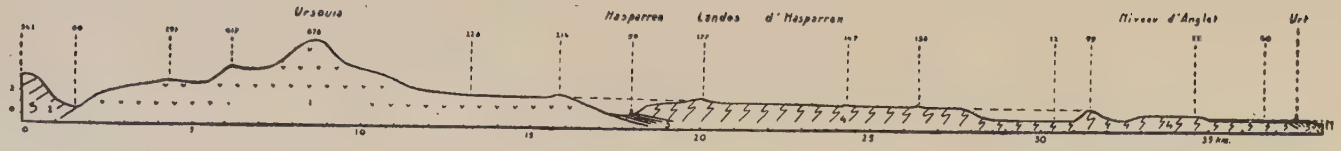


FIG. 19. — La surface des Landes d'Hasparren et le Massif du Labourd : 1, massif cristallin du Labourd; 2, schistes primaires du Pas-de-Roland; 3, calcaires marneux jurassiques et infra-crétacés; 4, flysch calcaire; 5, marnes du Crétacé supérieur; 6, terrasse d'Urt.

également responsable du creusement de la dépression périphérique. En effet, le niveau des Landes se poursuit, en s'élevant doucement vers le S., de l'autre côté de la vallée d'Hasparren, sur la couverture jura-crétacée et le socle gneissique du massif du Labourd.

La montagne d'Ursouïa érige ses formes lourdes au-dessus d'un socle aplani dans le prolongement du niveau des Landes. Seuls quelques mamelons, parfois vigoureux, font saillie. Ils doivent, comme l'Ursouïa lui-même, leur relief à la dureté de la roche qui les forme. En effet, sur la périphérie du massif, n'apparaissent que des roches gneissiques kaolinisées et pourries sur plusieurs mètres d'épaisseur. Incomplètement métamorphisées, elles se décomposent, sous le climat humide du Labourd, en un limon argilo-sableux rubéfié assez peu différent, par son aspect et sa consistance, du limon de décalcification du flysch, autre sol climatique. Cette sensibilité des roches gneissiques du Labourd à la décomposition chimique rappelle la facilité avec laquelle s'effritent, dans les Pyrénées ariégeoises, les roches granitisées de la Barguillère et les granites des Pyrénées orientales[13].

Au contraire, les mamelons saillants et l'Ursouïa sont faits de roches cristallophylliennes ou franchement cristallines, beaucoup plus dures et plus complètement métamorphisées. La décomposition en boules libère seulement d'énormes blocs bien arrondis qui, au pied du versant N. de l'Ursouïa, pourraient être pris pour des blocs erratiques. L'Ursouïa est un relief résiduel, correspondant au batholite central du massif. Tout autour, une auréole incomplètement métamorphisée et guère plus dure que le flysch a pu être nivelée sans encombres. Puis, au cours d'un autre cycle d'érosion, le socle ainsi formé a été découpé par des rivières divergentes en croupes allongées portant chacune une ligne de fermes blanches avec leurs vastes étables, leurs meules de touya et leurs gros tas de fumier, au même niveau que les Landes d'Hasparren.

---

13. Viennot **243**, p. 77., a montré que les gneiss du Labourd proviennent de la transformation de sédiments paléozoïques. Sur la sensibilité de certains granites pyrénéens à la décomposition chimique, voir Goron **131** et Birot **42**.

A l'O. de la large vallée de la Nive, les croupes aplanies du Bois d'Ustaritz s'étendent une cinquantaine de mètres plus bas[14]. Mais on retrouve le niveau des Landes d'Hasparren et du socle de l'Ursouïa plus au S., sur les collines aux formes douces de Souraïde. Les mamelons les plus hauts, cotés 163 et 164 sur la carte de l'E.-M., seraient des reliefs résiduels analogues à ceux qui surmontent le niveau d'Hasparren. La surface continue à s'abaisser graduellement vers le N.-O. de 130 mètres environ au-dessus de la Nive, à 100 mètres environ dans la partie O. du bois de Saint-Pée. Elle se poursuit, à peu près à la même altitude sur les plateaux situés entre Nivelle et Bidassoa, et vient mourir au pied de la Rhune. Une dépression périphérique, rappelant la vallée d'Hasparren, se dessine au contact du flysch et des terrains anciens ou de leur couverture de grès albiens : vallées d'Espelette et de Souraïde, vallée de la Nivelle surtout, du S. de Saint-Pée jusqu'à Ascain.

La surface du Labourd n'atteint pas le rivage. Elle en est séparée par une banquette dont l'altitude est voisine de 70 mètres : 76 et 69 mètres à l'E. d'Hendaye (E.-M.), 63 et 65 le long des falaises obliques qui se dressent entre la Pointe Sainte-Anne d'Hendaye et le Socoa, 72 et 76 à l'E. de Saint-Jean-de-Luz[15], 73 au N. de Bidart (la cote 78, au Réservoir, semble se rapporter à une petite butte artificielle), 71 à Beausoleil, au S. de Biarritz, 74,5 au S. d'Anglet. Au N. d'une ligne tirée de Guéthary à Ustaritz, par Ahetze, cette nouvelle surface se poursuit par les plateaux si régulièrement aplanis qui s'étendent jusqu'à Biarritz et Anglet (*fig* 20 et 21). Entre Ustaritz et Arcangues, la silhouette imprévue de la colline Sainte-Barbe (149 m., E.-M.), due à une extrusion à travers le flysch des roches dures du tréfonds, fait ressortir davantage l'horizontalité des plateaux environnants. A l'E. de la Nive, les hauteurs de la Croix-de-Mouguerre (119 m., E.-M.) sont un autre relief résiduel surmontant une surface qui semble prolonger, à une altitude légèrement plus forte (90 m.), le niveau de Biarritz et d'Anglet.

---

14 Les cotes 128, 118 et 111, portées sur la carte de l'Etat-Major (Bayonne S.-E.) dans la partie N. du bois d'Ustaritz semblent exagérées, de même que les cotes 129, 156, et 140 inscrites sur les hauteurs situées entre Laressore et Espelette. A la croix érigée au carrefour des routes d'Ustaritz à Espelette et d'Espelette à Cambo, point coté 129 sur la carte de l'E.-M., le repère du N. G. indique 109 m, 55.

15. I. G. N. Carte au 20.000e. Bayonne. Coupure spéciale N° 5-6.

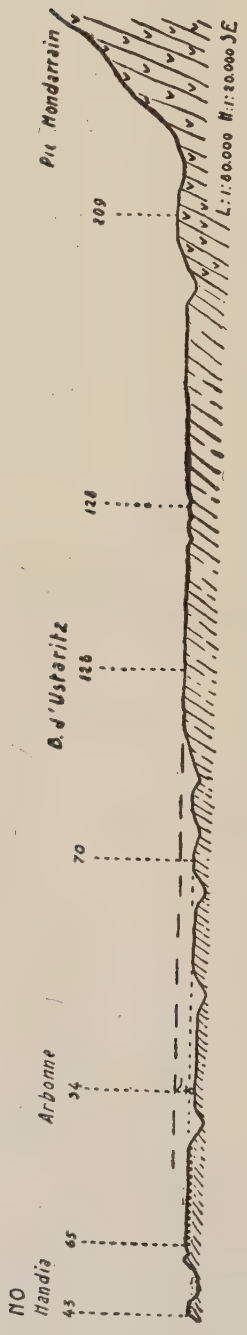


FIG. 20. — Les surfaces du Pays basque (coupe). A droite, roches primaires du pic de Mondarrain. Flysch en hachures. Emboîtement des deux surfaces.

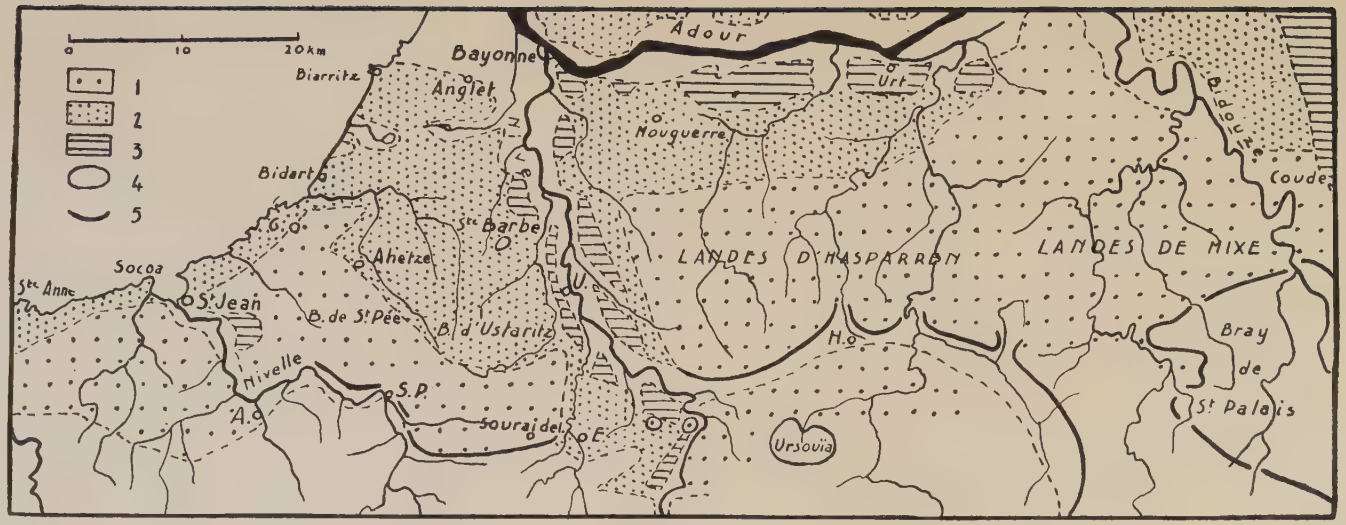


FIG. 21. — Les surfaces du Pays basque : 1, niveau des Landes d'Hasparren; 2, niveau d'Anglet; 3, terrasses d'Urt (Adour) et de Cambo (Nive); 4, relief résiduel; 5, front de côte. — A, Ascain. E, Espelette. G, Guéthary. H, Hasparren. S. P., Saint-Pée-sur-Nivelle. U, Ustaritz.

Ce dernier est séparé du niveau d'Hasparren par un talus haut de 30 à 50 mètres, aux formes émoussées à cause de la médiocre dureté du flysch. De nombreuses vallées le découpent. Pourtant son tracé se laisse aisément préciser. D'abord parallèle au littoral entre Hendaye et Guéthary, le talus s'oriente vers l'E. jusqu'à Ahetze, le S.-E. jusqu'à Ustaritz, le N.-E. puis à nouveau l'E. au N. du Bois de Faldaracon et des landes d'Hasparren, s'incurvant ainsi en golfe au passage de la Nive.

Il existe donc, entre les Pyrénées basques et l'Adour, deux niveaux étagés : celui d'Hasparren, se reliant selon toute apparence à la surface de base des nappes détritiques du piémont béarnais, et le niveau de Biarritz, plus bas et plus récent, postérieur par conséquent à la construction du Piémont. Ces aplanissements ne s'arrêtent pas à l'Adour. Depuis le bord du niveau d'Hasparren ou depuis la table d'orientation de Mouguerre, on aperçoit, au delà de l'Adour et du Gave, d'autres étendues uniformes, parfaitement horizontales.

V. — Les aplanissements du Bas-Adour et de la Chalosse.

Les plateaux bas de Saint-Esprit, Saint-Martin-de-Seignanx et Saint-Martin-de-Hinx, au N. du bas Adour, les collines de la Chalosse de Pouillon, entre Adour et Gave, les plateaux et collines chalossais situés entre Luy et Adour, depuis Dax jusqu'à Saint-Sever, semblent découpés dans une même surface dont l'altitude serait voisine de 100 mètres.

Mais cette surface, que l'œil croit reconstituer, ne tranche pas directement les accidents tectoniques d'un sous-sol tourmenté[16]. Elle passe presque toujours sur la nappe, épaisse de 40 à 50 mètres en certains points, des sables fauves qui couvrent toutes les hauteurs de ce pays, reposant en discordance sur les terrains secondaires et tertiaires les plus divers, y compris les faluns helvétiens qu'ils remanient par places[17]. Il faut donc se garder de confondre la surface de l'épaisse couverture des sables fauves avec la topographie qu'elle fossilise.

L'âge des sables fauves est discuté, car ils ne contiennent pas, en Chalosse, de fossiles en place. On y trouve seulement,

16. Dollfus 95.

17. Raulin, 147, 3me partie (1897). — Maury 172. — Savornin 219. — Dubalen 108. — Daguin 76 à 79 et Carte géol. d'Orthez, 2e éd. 1948. — Fabre 119. — Bergounioux et Crouzel 40.

à l'état remanié, des fossiles silicifiés de la plupart des étages secondaires et tertiaires[18]. La présence de ces « fossiles voyageurs » (Dubalen) ne peut surprendre, puisque les sables ont raviné les formations du substratum[19]. Les sables fauves sont certainement post-helvétiens[20]. Ils sont immédiatement recouverts, par exemple au Tuc de Montsoué, par des glaises bigarrées pontiennes ou pliocènes[21]. Les sables peuvent donc être rapportés au Vindobonien supérieur ou au Pontien. Comme, d'après F.-M. Bergounioux et F. Crouzel, ils passent en Armagnac à des sables marins à *Ostrea gryphoïdes*, la première hypothèse serait la plus probable[22].

La topographie fossilisée par les sables fauves de Chalosse est donc post-helvétienne et pré-pontienne. Comme à Orignac le socle du piémont est daté par des dépôts de lignite certainement pontiens, la surface de base des cônes de piémont et celle des sables de Chalosse pourraient représenter une seule et même étape de l'évolution du relief. Il faut donc chercher s'il existe un passage entre la couverture des sables fauves et les dépôts de piémont.

Entre Navarrenx et Lagor, sur les hauteurs de Vielleségure, où la couverture détritique se montre particulièrement épaisse, Bresson a signalé la présence, sous le niveau caillouteux supérieur qui prolonge peut-être la formation de Lannemezan[23], d'argiles rouges renfermant des rognons de fer hydroxydé associées parfois à des sables fauves. Elles reposent, par l'intermédiaire d'un banc de poudingue ferrugineux, sur des alluvions à galets de quartz et de lydiennes noires qui rappellent les

---

18. Raulin **146**, 3me partie. — Dubalen **108**. — Daguin **75** à **79**.

19. Daguin, ouvr. cit.

20. Raulin attribuait les sables fauves « au Pliocène inférieur ou au Miocène le plus supérieur », et Dubalen classait « ces produits de démantèlement, d'origine pyrénéenne, dans le Pliocène inférieur ». Daguin a proposé également pour ces sables un âge pliocène. Ces attributions se fondaient en partie sur le fait qu'en plusieurs points (Peyrehorade, Orthevielle, Saint-Jean-de-Marsacq, Saubrigues), les sables recouvrent des faluns bleus longtemps regardés comme tortoniens. Depuis, les gisements de Saubrigues et de St-Jean-de-Marsacq ont été rapportés au Burdigalien par Magne et Vigneaux (*C.R.S.G.F.*, 8 nov. 1948).

21. Daguin **76**, **79**. — Bergounioux et Crouzel **40**.

22. **40**.

23. Bresson **58**. — Bresson ne distingue pas les dépôts de piémont du Miocène supérieur de la formation de Lannemezan, certainement plus récente, comme on l'a dit plus haut.

argiles du Miocène supérieur de Lannemezan, le « Lannemezan inférieur » de Fabre.

Entre le Plateau de Ger et la Chalosse, « il semble, écrit Savornin, qu'il y ait passage latéral de la base des argiles à galets de plus en plus petits du Plateau de Ger, à la partie supérieure des sables fauves chargée de graviers. Ce sont les dernières digitations du plateau de Pontacq[24] qui s'observent dans la partie orientale de la feuille d'Orthez... On trouve donc ici une démonstration assez probante de l'âge miocène des formations caillouteuses du Lannemezan »[25].

Plus à l'O., dans tout le territoire de Pouillon, on rencontre, suivant Maury[26], des niveaux d'argiles compactes, avec faune terrestre et fluviale. « A la base de ces argiles, on trouve toujours de gros débris de bois carbonisé (marnières de la métairie de Garrecq). Ces marnes et argiles sont directement situées sous les sables fauves, avec lesquels les niveaux s'entremêlent ». Mêmes fragments de lignite dans les sables fins intercalés dans les marnes graveleuses qui prolongent jusqu'à Guiche les alluvions anciennes de Vielleségure[27]. Ces dépôts ligniteux se seraient déposés, comme ceux d'Orignac, dans les dépressions du relief pré-pontien[28].

Le socle du Piémont serait donc la partie la plus élevée et la moins évoluée d'une vaste surface d'autant plus basse et plus achevée qu'elle est proche de l'Océan. Elle s'apparenterait par là aux pénéplaines classiques, presque parfaites au voisinage du niveau de base et passant vers l'amont à une topographie mûre, mais encore différenciée. Cette surface, dont l'élaboration n'a sans doute pas commencé partout à la même époque et a été interrompue à des stades divers d'achèvement suivant les régions, semble avoir atteint sa plus grande perfection au Pontien. Dans quelle mesure dérive-t-elle d'un relief fluvial aux vallées progressivement évasées jusqu'à l'effacement des interfluves? N'est-elle pas, pour partie, une surface de piémont, façonnée par l'érosion latérale de rivières lourdement chargées

---

24. Les landes de Pontacq se trouvent en effet sur le Plateau de Ger.
25. Savornin, comme Bresson, ne distingue pas ici les cailloutis du Miocène supérieur de la formation de Lannemezan.
26. Maury 172.
27. Légende de la carte géologique. Feuille d'Orthez, 1re édition.
28. Cette conclusion est en accord avec celles de MM. Bergounioux et Crouzel (40).

débouchant des Pyrénées, comme le suggère son ensevelissement partiel sous un manteau détritique d'origine torrentielle? Cette dernière hypothèse ne semble pas se vérifier, car dans la région où la surface est le plus achevée, les dépôts manquent. Au contraire, le relief est loin d'être aplani lorsqu'il est fossilisé par les dépôts de piémont du Miocène supérieur, eux-mêmes recouverts, au bord des Pyrénées, par la formation de Lannemezan. Celle-ci n'est donc pas en relation directe avec les aplanissements sous-pyrénéens, la surface de base des dépôts de piémont étant, pour l'essentiel, pré-pliocène. La discordance observée à la base de la formation de Lannemezan permet de la distinguer des dépôts miocènes, mais on ne saurait en conclure qu'une période de pénéplanation générale a précédé immédiatement son dépôt. La discordance paraît suffisamment expliquée par l'origine torrentielle de la formation, qui ravine les terrains antérieurs.

En conclusion, rien ne permet d'affirmer la réalité d'une pénéplanation générale dans le S. du Bassin d'Aquitaine. Le socle des nappes détritiques n'est nullement nivelé. Son relief évolué tendait seulement vers une certaine uniformité d'altitude dans les régions les plus voisines de l'Océan. Mais des inégalités subsistaient, que les nappes d'alluvions ont en partie masquées. Sables et cailloutis cachent en bien des points des dépressions fossiles.

De plus, le relief des régions non recouvertes par les dépôts détritiques a continué à évoluer pendant l'étalement des nappes de cailloutis et, par la suite, leur évolution n'a pas cessé de se poursuivre. Les reliefs qui ont échappé à l'alluvionnement en raison de leur altitude relative ont parfois donné plus de prise à l'érosion fluviale que les nappes de cailloutis; d'où l'inversion qui est à l'origine de certaines régions creuses, comme les Baronnies. En avant des Pyrénées basques, les nappes détritiques ont manqué, pour des raisons que nous aurons à rechercher au chapitre suivant. L'évolution vers l'aplanissement a donc pu se poursuivre, dans la large zone où affleurent les terrains peu résistants du flysch supra-crétacé, jusqu'à son interruption par le rajeunissement quaternaire. Ainsi s'expliquerait la perfection du niveau des Landes de Mixe et d'Hasparren, la banquette littorale taillée en contre-bas, vers 70 mètres,

correspondant, comme on le verra (chap. VIII), à l'une des phases de l'érosion quaternaire.

Il faut enfin souligner la localisation des aplanissements sur les affleurements de roches peu résistantes, marnes, schistes et grès tendres, les calcaires massifs, les grès quartzites et les autres roches dures n'ayant nulle part été nivelés. La bonne tenue des calcaires permet d'écarter l'hypothèse d'aplanissements formés sous un climat tropical humide. Celle d'un climat humide et frais n'est guère plus admissible, car l'érosion, ralentie par l'épaisseur du sol de décomposition protégé par la végétation, aurait été incapable d'accuser aussi vigoureusement qu'elle l'a fait les contrastes entre roches dures et roches tendres. Un climat semi-aride chaud expliquerait mieux l'exagération des pentes taillées en roche dure et l'aplanissement des zones tendres par les écoulements en nappe, tandis qu'il rendrait compte, mieux que tout autre, de l'étalement des nappes détritiques qui ont en grande partie recouvert les reliefs partiellement aplanis de la bordure pyrénéenne.

Chapitre V

L'ORIGINE TORRENTIELLE DE LA FORMATION DE LANNEMEZAN

Si l'on s'accorde pour reconnaître que la formation de Lannemezan, où se retrouvent à des degrés d'altération divers la plupart des roches pyrénéennes, provient de l'érosion de la chaîne voisine, on discute sur la nature et sur les modalités de cette érosion. On l'explique parfois par un soulèvement d'ensemble des Pyrénées à la fin du Tertiaire.

I. — L'hypothèse d'un soulèvement des Pyrénées.

Les sédiments relativement peu grossiers du Miocène correspondraient à la lente destruction d'une chaîne déjà largement démantelée et d'altitude réduite. L'alluvionnement aurait même complètement cessé vers la fin du Miocène, si l'on admet que la topographie de la surface de base des cônes de piémont a été modelée par un cycle d'érosion pré-pontien. L'accumulation intense correspondant à la construction des cônes marquerait un renouveau de l'érosion pyrénéenne consécutif à une accentuation du relief de la chaîne. Cette élévation pourrait s'expliquer soit par des mouvements du sol accompagnés de dislocations, soit par de simples mouvements épeirogéniques.

Poser le problème des dislocations, c'est poser celui de l'origine de la dénivellation haute de plusieurs milliers de mètres, correspondant à la grande faille ou à la grande flexure nord-pyrénéenne. Les roches plissées de la Zone secondaire ont été retrouvées par des sondages trois ou quatre mille mètres plus bas, sous le Piémont, à des distances n'excédant pas trente ou quarante kilomètres. Les schistes liasiques dont le sommet est à la cote — 4.000 à Puymaurin, se rencontrent à + 500 près d'Aspet, 40 kilomètres au S. Des accidents de cette ampleur s'inscrivent de façon durable dans le relief, et il n'est pas sûr que l'érosion ait eu le temps de les réduire depuis le soulèvement des Pyrénées, vers la fin de l'Eocène. Mais elle les a aménagés.

Le front abrupt que les Pyrénées centrales dressent aujourd'hui au-dessus des plateaux du Piémont ne coïncide pas avec une ligne de faille. Il se confond le plus souvent avec le contact stratigraphique normal d'une roche tendre et d'une roche dure aux strates très redressées, sans interposition de brèches de friction. Le calcaire urgonien a presque toujours brisé les assauts de l'érosion et forme le bord de la montagne. Le Piémont ne s'est donc pas construit au pied d'un escarpement de faille.

On sait d'ailleurs que les terrains miocènes, dont le dépôt a précédé la construction des grands cônes de piémont, ne montrent aucune déformation au contact des terrains pyrénéens plissés sur lesquels ils reposent en discordance. « Leurs strates horizontales, écrivait Leymerie, butent contre les couches inclinées et même renversées du poudingue de Palassou, dernier élément des terrains pyrénéens »[1]. Si la cause principale de la construction du Piémont doit être cherchée dans un soulèvement ayant réveillé l'érosion dans la montagne, seul un mouvement épeirogénique peut être invoqué.

L'hypothèse d'un soulèvement des Pyrénées très postérieur à la dernière phase de plissement (Eocène supérieur) n'est pas nouvelle. Dès 1910, M. de Martonne faisait observer qu'une chaîne de plissement éocène ne pouvait avoir conservé jusqu'à présent des reliefs de 2.000 à 3.000 mètres; l'érosion aurait dû les aplanir, à moins que des mouvements du sol ultérieurs n'aient rajeuni le relief[2].

Il citait, comme preuve de tels mouvements, la présence, dans les Pyrénées, jusqu'à des altitudes supérieures à 2.000 mètres, de surfaces d'érosion sans rapport avec la tectonique, et comparables aux anciens niveaux des Carpates. Ces surfaces séniles sont découpées par des vallées jeunes. On ne peut guère, disait M. de Martonne, s'expliquer cette disposition que par des mouvements postérieurs au plissement éocène, mouvement d'ensemble, bombements et gauchissements, peut-être avec plis ou failles marginales. L'année suivante, M. de Martonne écrivait,

---

1. Leymerie **165**, p. 838.
2. Observations présentées à la Société géologique de France à la suite d'une communication de L. Carez sur la géologie des Pyrénées (*B.S.G.F.* (*4*), *10*, 1910).

à propos des Alpes du Dauphiné et de leur piémont bas-dauphinois : « Du caractère torrentiel des alluvions du Chambaran, on peut tirer la preuve d'un soulèvement général des Alpes »[3] et il laissait entendre que la même relation existait sans doute entre les alluvions torrentielles du Lannemezan et les Pyrénées.

En 1914, M. R. Blanchard apportait de nouveaux arguments en faveur de la thèse d'un soulèvement épeirogénique de ces montagnes[4]. Il attirait l'attention sur les épaulements, traces d'anciennes vallées évoluées, reliées aux formes douces des sommets, qui se montrent souvent dans les vallées pyrénéennes. Il ajoutait cependant que la surrection des Pyrénées n'était pas nécessairement très récente. Si le rajeunissement paraît peu avancé, c'est que l'érosion travaille, dans les Pyrénées, avec une grande lenteur : aujourd'hui encore le géographe alpin est frappé par la médiocrité des cônes de déjection, la maigreur des éboulis, la limpidité des eaux des gaves.

Par la suite, divers auteurs, en particulier M. Birot[5], ont admis qu'un soulèvement épeirogénique tardif constituait la meilleure explication de l'altitude et du relief des Pyrénées orientales. L'alluvionnement torrentiel du Lannemezan indiquerait que les Pyrénées centrales n'ont pas échappé au mouvement, car il impliquerait, selon M. Garon[6] « à la fois un exhaussement de la montagne et une immobilité encore suffisante de l'avant-pays ». M. Goron écarte au préalable et l'hypothèse d'un rajeunissement eustatique et celle d'un exhaussement épeirogénique intéressant à la fois les Pyrénées et leur avant-pays : « Dans les deux cas en effet, écrit-il, le réveil de l'érosion aurait dû commencer par se faire sentir dans l'avant-pays et s'y traduire par le creusement de vallées profondes, puis par le dépôt, au fond de ces vallées, de matériaux empruntés aussi bien à la région prépyrénéenne qu'aux parties plus centrales de la montagne ».

C'est donc sous la forme d'une flexure très ample, soulevant les Pyrénées par rapport à leur avant-pays, que l'on pourrait

---

3. E. de Martonne, L'évolution des vallées glaciaires alpines, en particulier dans les Alpes du Dauphiné, *B.S.G.F.* (4), *12*, 1912, 516-549.
4. R. Blanchard, La morphologie des Pyrénées françaises, *A. G.* 1914.
5. **42.**
6. **133**, p. 472-473.

se représenter les effets de ces mouvements épeirogéniques. Mais cette hypothèse suffirait-elle à expliquer la construction du Piémont?

Après les grandes dislocations de l'Eocène, le sol ne s'est sans doute pas figé subitement dans une immobilité absolue. On sait que la mollasse fluvio-lacustre du Miocène peut se rencontrer à plusieurs centaines de mètres au-dessous du niveau marin, ce qui implique pour le moins la subsidence persistante de certaines parties de la région sous-pyrénéenne et, peut-être, des soulèvements compensateurs dans les Pyrénées. Diverses transgressions marines ont pénétré en golfe dans la partie occidentale du Bassin d'Aquitaine. La dernière de toutes, et aussi la plus étendue, est celle des faluns helvétiens, qui montent à plus de 280 mètres d'altitude aux environs de Lectoure, mais s'enfoncent à — 50 dans la région d'Arcachon. A Morcenx, le Vindobonien a été rencontré à — 80, et le Quaternaire lui-même descendrait au-dessous du niveau marin : la subsidence aurait donc joué jusqu'à une époque tardive[7].

Au début du Pliocène, les Pyrénées méditerranéennes ont subi d'amples dislocations qui ont donné naissance aux bassins du Roussillon, de l'Ampurdan, de la Cerdagne, pour ne citer que les principaux. Il serait peu vraisemblable que de tels accidents, qui ne sont sans doute pas sans rapports avec l'une des plus vigoureuses phases alpines, soient restés sans écho dans les parties voisines de l'édifice pyrénéen. On ne défendra donc pas la thèse de l'immobilisme. La région pyrénéenne, si fortement disloquée, semble au contraire une zone instable ou mal stabilisée; des séismes y sont assez fréquents. Et il serait absurde de fixer un terme aux mouvements du sol. Mais on se doit de préciser la part de ces mouvements dans la genèse du Piémont.

Suivant M. Goron, le relief des Pyrénées s'expliquerait par un soulèvement prolongé, au cours duquel se seraient formés des niveaux successifs, les plus récents s'emboîtant dans les plus anciens[8]. Ainsi, la topographie évoluée de la surface de base du Lannemezan se poursuivrait, dans les vallées des Pyrénées

---

7. Daguin, *B. Carte géol. Fr.* C. R. Collab. campagne 1942.
8. **131, 133.**

ariégeoises et garonnaises, par des épaulements au niveau desquels débouchent parfois de petits vallons latéraux, et passant à l'amont à des fonds de vallée plus ou moins remaniés par les glaciers quaternaires, mais qui seraient d'origine cyclique : ce sont les « paliers moyens des vallées montagnardes » (Goron). Séparés des précédents par des gradins hauts de 200 ou 300 mètres, les « paliers supérieurs des vallées montagnardes » se rattacheraient à un cycle plus ancien. Ils s'emboîteraient à leur tour dans un « niveau des hautes plates-formes » qui serait encore plus ancien; on lui devrait la plupart des hautes surfaces « mûres » qui déroulent leurs ondulations et leurs croupes convexes au-dessus de l'abîme des vallées actuelles.

Le soulèvement des Pyrénées aurait donc commencé assez longtemps avant la construction du piémont pour que trois niveaux étagés aient eu le temps d'y inscrire leurs formes. Dans cette longue évolution, l'alluvionnement du Lannemezan ne représente qu'un épisode tardif et de courte durée. Les phases d'exhaussement qui auraient déclenché les cycles successifs se seraient accompagnées dans l'avant-pays de la construction de piémonts superposés, dont le Lannemezan ne serait que le dernier.

L'étude du Piémont confirme-t-elle cette hypothèse? On doit constater d'abord que les niveaux des vallées et les hautes surfaces des Pyrénées n'ont pas encore été datés de façon certaine, et que la corrélation de ces niveaux avec les dépôts sous-pyrénéens reste à établir. La surface pré-pliocène ou pré-pontienne du Piémont, décrite au chapitre précédent, s'arrête généralement au contact des roches dures des Pyrénées, et les rares épaulements par lesquels elle pourrait se prolonger dans les vallées montagnardes ont le plus souvent été trop remaniés par les glaciers quaternaires pour qu'ils puissent servir à reconstituer en toute sécurité un niveau cyclique.

De plus, les dépôts post-pyrénéens, discordants sur les terrains plissés de la bordure des Pyrénées, ne sont généralement pas déformés. La surface pré-pliocène du Piémont ne paraît pas l'être davantage. Il existe une sorte de contradiction entre la stabilité de l'avant-pays depuis la fin du Miocène, et l'hypothèse d'un soulèvement d'ensemble des Pyrénées au Pliocène.

Enfin, le faciès souvent grossier des dépôts de piémont à leur partie supérieure n'est pas nécessairement la conséquence d'un

soulèvement tardif de la montagne. Il s'explique en partie, on l'a vu[9], par les progrès mêmes de la construction du Piémont. Mais il peut aussi être en rapport avec un changement de climat ayant modifié les conditions de l'érosion, par exemple une phase glaciaire.

II. — L'hypothèse d'une origine glaciaire ou fluvio-glaciaire.

Vers 1865-1870, divers auteurs[10] voyaient dans les dépôts du Lannemezan les moraines d'une glaciation miocène ou pliocène. En effet, la formation de Lannemezan contient, surtout au voisinage immédiat des Pyrénées, des blocs mal arrondis dont quelques-uns mesurent plusieurs mètres cubes, mêlés confusément avec des galets de toutes tailles et emballés dans de l'argile ou parfois dans du sable. Elle offre ainsi quelque ressemblance avec de très anciens dépôts morainiques profondément rubéfiés et dont la partie superficielle aurait été délavée.

Lorsqu'on s'éloigne de la montagne, la grosseur des blocs décroît rapidement. Dès Lannemezan, on ne voit plus guère que de gros galets bien roulés : un début de classification par grosseur se manifeste. Plus loin, la formation de Lannemezan prend franchement l'aspect d'une alluvion torrentielle, où les cailloux roulés se disposent en lits mêlés à des lentilles de sable. « Le terrain qui constitue le Lannemezan, écrivait Boule, n'a ni la composition ni les caractères des dépôts morainiques. »

La topographie des plateaux s'accorde mal avec l'hypothèse d'une origine glaciaire. Sans doute leurs parties étroites, leurs sommets effilés se montrent-ils vallonnés. Sur le pédoncule du plateau de Lannemezan et à l'origine du plateau de Ger, entre Maillous et le Pouey-Majou, des dépressions tourbeuses alternent avec des dos de terrain plus secs souvent hérissés de gros blocs qui semblent échoués sur la lande. On pourrait penser à une succession de petits bourrelets morainiques très démantelés, séparés par des dépressions. Mais, le plus souvent, celles-ci ne sont que des cols entre des ravins opposés par leur tête. Le modelé est dû plutôt à l'érosion fluviale qu'à l'accumulation glaciaire. Lorsque le plateau plus large a été mieux respecté

---

9. Chapitre II.

10. Garrigou (*B.S.G.F.* (2), t. XXII), Stuart-Menteath (*B.S.G.F.* (2), t. XXV), Magnan (*B. Soc. Hist. nat. Toulouse*, t. IV, 1870).

par les érosions qui festonnent ses bords, ce n'est pas la confusion des paysages glaciaires que l'on voit, mais « une ligne horizontale », une vaste étendue plate et nue formant, écrit Boule « un contraste frappant avec les contours escarpés des montagnes, le gris clair de leurs calcaires et le vert sombre de leurs forêts ».

L'horizontalité n'est d'ailleurs qu'apparente. Sur le Plateau de Lannemezan, à partir du signal de Labarthe, point où le pédoncule se soude à la masse du plateau, la pente vers le N.-E., le N., le N.-O., jusqu'à la zone où commence la dissection du plateau par des vallées, n'est pas inférieure à 1%. Les croupes qui, entre les vallées, prolongent la surface du plateau, s'abaissent également dans les mêmes directions. L'inclinaison assez régulière du terrain à partir d'un sommet situé au débouché de la vallée montagnarde de la Neste et le tracé divergent des rivières montrent que la surface primitive était celle d'un cône de déjection très aplati. « Le Lannemezan, écrivait encore Boule, ne présente aucun des traits caractéristiques du paysage glaciaire. Il offre, au suprême degré, la topographie d'une plaine alluviale. »

Cependant, les grandes dimensions de l'ancien cône de la Neste, de ceux de l'Adour, du Gave de Pau, du Gave d'Ossau, le volume impressionnant des dépôts, épais d'au moins 60 mètres à l'entrée de la vallée de la Neste, près de la halte de Lortet, la taille cyclopéenne d'un grand nombre de blocs réclament une explication. « Il est très difficile, écrivait Piette, d'expliquer l'immense amas d'argile, de blocs et de cailloux roulés qui forme le Lannemezan, par la seule action de puissantes rivières dont le cours (pyrénéen) n'aurait jamais pu avoir plus de 60 kilomètres. Il semble plus rationnel d'admettre que ce plateau doit ses éléments aux matériaux fournis par de vastes moraines que les eaux ont remaniées »[11]. Boule souligne « la grosseur parfois extraordinaire des blocs, — la présence incontestable... de blocs à peine dégrossis ou bien présentant, à côté de faces arrondies, des arêtes vives. Comme, pour arriver à leur gisement actuel, ces blocs anguleux de quartzite ont dû franchir de longues

11. Piette 198.

distances, traverser toute la partie calcaire des Pyrénées, leur présence, sur le Plateau de Lannemezan, ne peut s'expliquer, conclut Boule, que par un transport glaciaire ».

Pour Piette comme pour Boule, le Lannemezan serait donc fluvio-glaciaire. La plupart des matériaux auraient été mis en place par des eaux courantes « dont le volume devait être énorme », les éléments les plus volumineux et les plus voisins de la montagne provenant seuls de moraines correspondant, écrit Boule, « à une extension glaciaire n'ayant rien de commun avec les dépôts erratiques des vallées actuelles et beaucoup plus ancienne que ceux-ci ». En cherchant à expliquer l'importance des dépôts du Lannemezan, Piette et Boule ont posé le problème essentiel du Piémont, celui des causes de l'accumulation. Ils ont montré que ce problème serait résolu dans l'hypothèse d'une glaciation pyrénéenne contemporaine des dépôts. Cette hypothèse, récemment reprise par M^lle^ Alimen à propos du glaciaire de Lourdes[12], est-elle suffisamment fondée?

Nous n'insisterons pas sur l'argument suivant lequel l'existence d'une glaciation pliocène dans les Pyrénées serait peu vraisemblable parce que les formations glaciaires dans les autres régions, sont généralement regardées comme quaternaires. C'est une affaire de définition, et la limite entre Pliocène et Quaternaire est l'une des plus controversées.

Nous ne nous étonnerons pas trop de ne pas trouver de traces évidentes de cette glaciation dans les Pyrénées, où les auges emboîtées sont très rares. En effet, les glaciers quaternaires ont remanié la topographie antérieure et il n'est pas facile de distinguer les formes d'érosion qui leur appartiennent en propre, de formes glaciaires plus anciennes qu'ils auraient simplement retouchées.

Mais nous sommes davantage surpris que les glaciers pourvoyeurs des énormes quantités de débris qui ont formé le Lannemezan et les autres cônes du Piémont ne se soient pas avancés jusqu'au bord de la montagne, tandis que deux au moins de leurs successeurs quaternaires, les glaciers des Gaves de Pau et d'Ossau, auteurs de constructions beaucoup plus modestes, ont progressé davantage, détruisant partiellement la racine des

---

12. 28.

anciens cônes alluviaux et poussant jusque sur leur surface d'authentiques moraines. L'argument n'est toutefois pas décisif. Mais l'hypothèse fluvio-glaciaire n'est peut-être pas celle qui rend le mieux compte de la présence des glacis de piémont, du faciès des dépôts et de leur distribution en bordure des Pyrénées.

III. — L'hypothèse torrentielle.

L'hypothèse torrentielle fait, comme la précédente, une large part aux variations climatiques, mais invoque d'autres formes d'érosion que l'érosion glaciaire.

1. **Les glacis de piémont et le modelé anté-quaternaire des Pyrénées.** — Les Pyrénées ont une physionomie différente pour l'observateur placé au fond d'une vallée, celle de l'Adour à Tarbes par exemple, et pour celui qui les regarde depuis l'un des plateaux sous-pyrénéens. La montagne, vue des plateaux, semble s'être enfoncée sous l'horizon. Si on fait abstraction du modelé glaciaire, si on oublie la partie profonde des vallées cachée sous la ligne horizontale des plateaux, il subsiste surtout des surfaces adoucies, des vallées largement évasées, une topographie lourde émergeant d'immenses glacis alluviaux. Le relief en creux qui s'est inscrit au-dessous de la surface de ces glacis compte pour beaucoup dans l'impression de jeunesse que donnent les Pyrénées vues de Tarbes ou de Saint-Gaudens.

Les extraordinaires morsures d'érosion parties des vallées actuelles s'arrêtent vite au bord des hautes surfaces, si la roche est dure. C'est seulement lorsque leur soubassement est plus friable, comme dans la région du haut Salat, qu'elles ont été profondément découpées en serres aériennes. Les pyramides des grands sommets paraissent portées sur un socle immense soulevé à 2.000 mètres et plus. Les minces arêtes aiguisées sur leurs flancs par des glaciers plats et étalés ressemblent à des ciselures superficielles. Sous les formes fluviales ou glaciaires d'un cycle récent, il est rare qu'une topographie due à un cycle plus ancien ne transparaisse pas. Ces vieilles montagnes n'ont que le masque de la jeunesse.

Les formes jeunes sont l'œuvre de l'érosion quaternaire : on reconnaît les coups de gouge des glaciers, les traits de scie des torrents. Mais la raideur du front montagneux au pied duquel

les aplanissements de piémont se terminent assez brusquement, et le contact souvent presque angulaire du bord de la montagne avec les glacis de piémont sont des traits plus anciens, de même que les collines de roches dures formant des reliefs escarpés, presque des *inselberge,* au milieu des zones de roches tendres bien aplanies. Autant de traits qui évoquent les bordures du Grand Atlas de Marrakech, ou les montagnes du S.-O. des Etats-Unis, et semblent en rapport avec une aridité climatique assez marquée.

Celle-ci expliquerait aussi les grands glacis alluviaux du Piémont pyrénéen. Le comblement des dépressions, qui sont peut-être d'anciennes vallées, le débordement latéral des débris de part et d'autre de ces dépressions, jusqu'à recouvrir tout l'avant-pays d'un manteau à peu près continu, n'ont été possibles qu'en l'absence de grands cours d'eau permanents capables de transporter à la mer toutes leurs alluvions. L'accumulation du Lannemezan, loin de supposer « un volume énorme d'eaux courantes » (Boule), suggèrerait plutôt une indigence hydrographique qui s'accorde bien avec le faciès des dépôts.

2. **Le faciès de la formation de Lannemezan.** — Boule avait remarqué que la formation de Lannemezan n'était pas homogène. Dans la masse des cailloux roulés s'intercalent « des lits de gravier, de sable plus ou moins fin, et même des lentilles d'argiles qui paraissent bien avoir été déposées dans l'état où nous les voyons actuellement »[13]. M. L. Mengaud a relevé en 1941, en compagnie de M. Dreyfuss, aux environs de Lannemezan et de Capvern, de nombreuses coupes qu'il a eu l'obligeance de nous communiquer. La formation de Lannemezan y apparaît comme un complexe de couches discontinues qui s'assemblent en biseau, se terminent obliquement, changent d'épaisseur et de nature; il peut exister entre elles des lacunes et des ravinements. On y reconnaît donc « tous les caractères d'une alluvion torrentielle ».

Les torrents sont capables de transporter de très gros blocs, presque sans les rouler. Les torrents pyrénéens actuels, lorsque des averses violentes et prolongées s'abattent sur leurs bassins,

---

13. 52.

emportent dans leurs flots boueux de très gros rochers[14]. Ils étaient plus nombreux et leurs ravages plus fréquents avant l'œuvre de protection entreprise par les forestiers à partir du milieu du XIX[e] siècle. Les crues soudaines, les laves des torrents alpins ont été souvent décrites, et la dimension des blocs qu'ils apportent au bas des pentes est toujours un sujet d'étonnement. Il est vrai que ces blocs sont parfois empruntés aux moraines des glaciers quaternaires, mais ce n'est pas toujours le cas.

Dans les montagnes humides de l'Europe occidentale, les crues torrentielles font figure de catastrophes exceptionnelles lorsqu'elles se produisent dans les vallées principales, où les rivières ont habituellement de l'eau toute l'année. Mais dans les courts ravins qui dévalent des pentes, elles sont le mode d'activité essentiel de l'érosion, et parfois le seul. Dans l'intervalle des crues, il n'y a pas d'eau dans le talweg, à moins qu'il n'y circule de minces filets, alimentés par des sources, qui vont s'éparpiller en rigoles anastomosées et se perdre parmi les cailloux du cône de déjection. Le torrent de nos montagnes est donc un organisme intermittent. Il ressemble par là aux oueds des régions de climat aride ou semi-aride, qui n'existent que lorsqu'il pleut et, le reste du temps, se réduisent à un écoulement souterrain plus ou moins actif. Dans ces régions où les pluies, rares et irrégulières, tombent surtout sous forme d'orages (les *cloudbursts* du S.-O. des Etats-Unis), même les vallées importantes ne sont parcourues que par intermittence par des flots boueux (*mud-flows*), et il se construit à leur débouché sur la plaine des cônes d'épandage aussi vastes que ceux des piémonts morts de nos montagnes humides. Dans le Sud de la Californie, les montagnes sont bordées par des glacis de piémont. Le climat est assez sec pour qu'aucun cours d'eau ne coule, au moins de façon visible (il peut y avoir des écoulements souterrains) sauf pendant les rares pluies qui tombent sur la région. Les débris dûs à la désagrégation subaérienne ne sont donc pas régulièrement

---

14. Voir à ce sujet : TOULA, Ueber Wildbachverheerugen, *Schriften d. Ver. z. Verbr. naturw. Kenntn.*, Wien, 32 (1892), cité par PENCK, BRUCKNER et DU PASQUIER, Le système glaciaire des Alpes, 1894, p. 55-56. — P. GIRARDIN, La débâcle de Charmaix, aux Fourneaux, dite « éboulement de Modane » (23 juillet 1906), *La Géogr. 14* (1906) 143-152, carte, phot. (Voir *Annales de Géogr. 16* (1907) 374 et suiv.). — L. CAREZ, Notes sur les enseignements de la catastrophe de Bozel, *B.S.G.F.* (4) 1905, 519-520, 1 phot. (avec référence aux blocs « vraisemblablement torrentiels » du Lannemezan).

entraînés, comme c'est le cas sous les climats humides aux pluies fréquentes. Ils s'accumulent sur place jusqu'à l'arrivée d'une forte averse qui balaiera tout. « Chaque ravin du Sud de la Californie, normalement à sec, est, écrit Chawner[15], un torrent impétueux en puissance ».

Une masse d'eau et d'alluvions intimement mêlées et se mouvant, à cause de sa viscosité, beaucoup plus lentement qu'une masse d'eau claire emplit alors le lit, déborde, et se répand sur le cône comme une énorme couche de mortier : c'est la lave (mudflow). Le mécanisme de sa formation a été décrit avec précision par Woolley[16]. Les orages brusques et violents déversent sur les pentes raides du bassin de réception des quantités d'eau très supérieures à celles que le sol peut absorber. Cette eau se rassemble rapidement, apportée par des myriades de rigoles, en un flot dans le chenal principal. Le premier lavage des pentes y apporte également des matériaux meubles de toutes sortes. Ils s'entassent sous la poussée de l'eau et agissent comme un barrage en retardant le flot, causant une accumulation accrue à l'amont. Il faut très peu de temps pour que se forme une énorme masse d'eau et de débris qui s'engouffre dans le canyon avec une force terrifiante.

Le flot (wave) progresse suivant un mouvement de rotation. Les matériaux en contact avec le lit se déplacent avec une lenteur relative, et ceux qui se trouvent plus haut culbutent par dessus. Ils forment une sorte de barrage mobile, et l'eau qui vient d'amont, animée d'une plus grande vitesse, passe continuellement au-dessus et tombe en avant de la vague boueuse qui la recouvre immédiatement.

A ce moment intervient l'érosion proprement dite, conséquence de l'intensité du ruissellement. D'énormes mottes de terre arrachées aux berges s'effondrent dans le flot. Le sapement latéral provoque des glissements qui souvent se répercutent jusqu'au sommet des versants raides. La masse des débris entraînés s'accroît d'autant. Aux étroits, elle est retardée jusqu'au moment où la pression devient suffisante pour forcer le passage ou l'élargir. Souvent, de gigantesques blocs se coincent, formant un

---

15. Chawner 8.

16. Woolley 26. Les paragraphes qui suivent sont une traduction presque littérale de quelques passages de l'ouvrage de Woolley.

barrage derrière lequel s'accumulent de grandes quantités de débris.

Un soudain élargissement du chenal, par exemple à un confluent, oblige le torrent à déposer une partie de sa charge. Les matériaux qui se déposent ainsi ne sont pas enlevés, si la crue se poursuit, par retour à l'état visqueux, mais par érosion. Le caractère spasmodique de la crue ne résulte pas seulement de la présence des obstacles qui contrarient et suspendent momentanément l'écoulement, mais aussi l'absence de coïncidence de l'arrivée, dans le chenal principal, des flots boueux venus des affluents.

Le mudflow est généralement un phénomène très complexe, qui tient de l'écoulement libre de l'eau dans un chenal et de l'écoulement plus lent d'un fluide visqueux semblable à du mortier. Lorsque l'eau est en large excès par rapport aux matériaux solides, la plupart d'entre eux sont transportés comme les matériaux de lit d'une rivière ordinaire. Au delà d'un certain pourcentage de débris, l'écoulement visqueux devient prépondérant. Sur les aires horizontales ou en pente faible, le mudflow s'étale plutôt qu'il ne s'écoule. Il forme une nappe dont l'épaisseur et l'étendue dépendent de la viscosité et de la quantité de matériaux solides inclus dans la masse. Souvent, quand le flot boueux se répand ainsi sur le cône, l'eau qui n'a pas été incorporée à la masse des débris se sépare et s'échappe rapidement, drainant la surface de la coulée. Ainsi, les bords de la nappe s'assèchent et s'affermissent par perte d'eau et contact avec du matériel sec. Ils progressent de plus en plus lentement et s'arrêtent suivant une ligne nette de démarcation. Quelquefois, la coulée immobilisée se termine par un talus de 30 à 40°. Elle forme une nouvelle couche hétérogène de terre et de cailloux sur le cône.

Celui-ci ne se construit donc pas progressivement, mais par empilement, à intervalles plus ou moins longs, de couches épaisses : un pied d'épaisseur en quelques heures pendant l'inondation de 1934 au N. de Los Angeles, 700.000 mètres cubes sur le seul cône du Montrose, équivalant à l'ablation d'une couche de 2 pouces et demi supposée également répartie sur toute la surface du bassin versant. Chawner souligne que la stratification des dépôts torrentiels subarides est irrégulière et, en

bien des endroits, entièrement absente : on observe seulement une grossière disposition lenticulaire, analogue à celle du Lannemezan.

Blocs et galets sont volumineux, souvent anguleux ou subanguleux, et mal classés. Chawner a publié une photographie, prise après l'inondation, montrant un dépôt non stratifié, épais de trois pieds, contenant des blocs de 40 pouces, très anguleux. Il pourrait être pris pour un dépôt glaciaire. Blackwelder, ainsi que Atwood et Mather, avaient déjà signalé cette ressemblance[17]. Les éléments les plus gros, pour lesquels on a proposé les noms de *fanglomerates, fangravels, bajada breccias*[18], sont associés, comme dans le Lannemezan, à un matériel mélangé qui peut contenir du sable fin.

Ces fangravels ne le cèdent en rien à ceux du Lannemezan. On a trouvé à Montrose des blocs pesant jusqu'à 50 tonnes et, le 1er janvier 1934, des blocs de 10 tonnes ont certainement été déplacés. Chawner a calculé, après la crue de 1934, le poids des plus gros blocs et leur distance à partir de l'issue du chenal d'écoulement. Le tonnage décroît, comme pour le Lannemezan, très rapidement quand on s'éloigne du bord de la montagne (*fig.* 22). La décroissance est plus rapide sur les petits cônes que sur les grands. A Parrish Creek (Utah), un bloc de 3/4 de tonne a été trouvé à 3.400 pieds de la bouche du canyon, sur une pente de moins de 2 %. Mais, à mi-chemin du précédent et du sommet du cône, on a observé un bloc pesant 40 tonnes sur une pente de 3 à 4 %. Un autre, de 85 tonnes, a été transporté sur une pente de 5 à 6 % à mille pieds de la bouche du canyon.

Il n'est évidemment pas exact que ces blocs, souvent très peu roulés, aient été transportés sur de grandes distances dans la vallée montagnarde, où la pente est beaucoup plus forte que sur le cône, par flottage. En effet, le mélange dans lequel les blocs sont entraînés est formé d'eau et de matériaux dont la densité est à peu près la même que celle des blocs. Néanmoins, cette forte densité, voisine de 2, facilite beaucoup le déplacement des blocs : un bloc de 260 tonnes, d'une densité de 2,6, pèserait

---

17. Blackwelder 2. — Atwood (W.W.) et Mather (K. F.), Physiography and Quaternary geology of the San Juan Mountains, Colorado. *U.S.G.S. Prof. Pap. 166,* 1932.

18. Lawson (A.C.) The petrographic designation of alluvial fan formation, *Univ. of California, Bull. Dep. Geol. Sc.* (1913), 7, 15, 325-334.

160 tonnes dans l'eau, mais 80 tonnes seulement dans le mud-flow. Les grands blocs anguleux, poussés et partiellement submergés par la masse dont ils gênent l'écoulement, glissent sous l'action de leur poids sur une couche pâteuse qui joue le rôle de lubrifiant, et parfois sur des blocs plus petits ou des galets

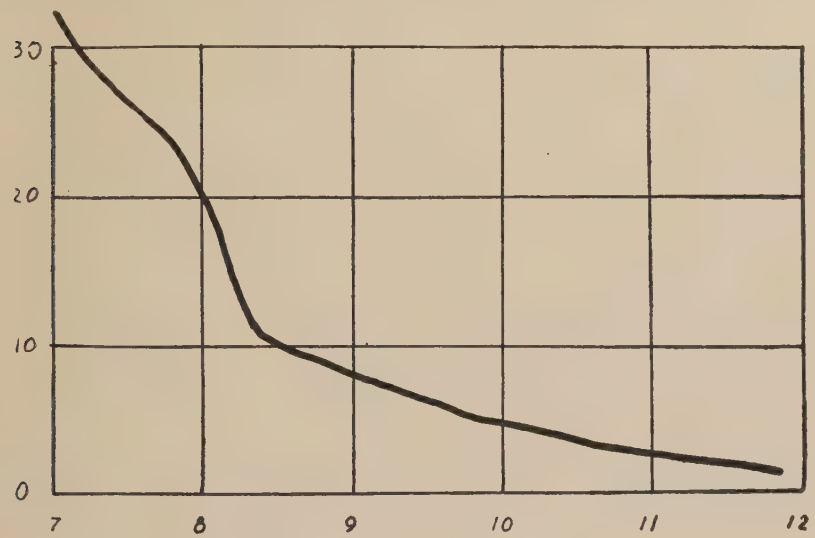


FIG. 22. — Décroissance de la grosseur des blocs dans un dépôt torrentiel (d'après Chawner). Abscisses : distances au bord de la montagne en milliers de pieds. Ordonnées : poids des blocs en tonnes.

que Woolley compare aux billes d'un roulement. Les blocs de forme arrondie roulent en même temps qu'ils glissent.

Les torrents, surtout dans les montagnes arides ou semi-arides, sont donc des agents de transport aussi puissants que des glaciers. La formation de Lannemezan présente beaucoup d'analogie avec les fangravels. Elle a pu se déposer, comme eux, sous un climat caractérisé par des précipitations irrégulières et des températures plus élevées qu'aujourd'hui, conditions qui auraient été favorables à la décomposition rapide des galets granitiques et schisteux dans les couches superficielles des alluvions, et à la formation de patines et de croûtes.

3. **L'altération de la formation de Lannemezan : patines et croûtes.** — La formation de Lannemezan se montre en effet beaucoup plus altérée que les alluvions des terrasses les plus

anciennes. Seules les roches quartzeuses gardent leur dureté. Toutes les autres sont bien déchues : les granites s'effritent en arène, les schistes retournent à la consistance de l'argile originelle, la belle ophite à l'éclat vert n'est plus qu'une informe terre noirâtre. Les galets sont pourris jusqu'au cœur, fondus et comme digérés dans une masse argilo-sableuse. Leur forme se reconnaît encore, mais ce sont des fantômes de cailloux, tombant en poussière au moindre choc. Le cailloutis polygénique du Lannemezan se laisse ainsi trancher, suivant le mot de Boule, aussi aisément que du nougat. On peut se demander si une décomposition aussi profonde est due uniquement à l'action du temps, ou si elle ne provient pas en partie de l'action des paléoclimats.

Ils seraient aussi responsables de la forte patine qui recouvre presque toujours les cailloux siliceux du Lannemezan et leur confère, quelle que soit la roche constituante « ces caractères si uniformes qui frapperont tous les géologues ou voyageurs » (Boule). Elle dore les quartz blancs et translucides, brunit comme des métaux anciens les quartzites gris ou verdâtres, déploie une gamme fastueuse de rouges et de violets sur les poudingues permo-triasiques déjà richement colorés et qu'elle revêt d'un éclat vineux. Elle enveloppe de même les quartz épars sur les basses Aspres du Roussillon, dans une situation topographique analogue à celle du Lannemezan, et qui ont été qualifiés, non sans exagération d'ailleurs, de « cailloutis de reg »[19].

Les cailloux patinés se retrouvent, à l'état remanié, dans les alluvions des terrasses quaternaires, mêlés à d'autres galets, plus nombreux et dépourvus de patine. Celle-ci est donc antérieure à la construction des terrasses quaternaires. Sa conservation, dans un milieu nouveau, ne peut surprendre, en raison de l'imprégnation profonde des cailloux qu'elle revêt. Elle est donc la grande originalité du Lannemezan, le caractère quasi indélébile auquel on peut le reconnaître, mais non le seul.

On y observe en effet, à différents niveaux situés à la partie supérieure de couches rubéfiées, des plaques épaisses de 10 à

19. Bourcart 55.

25 centimètres formées par une croûte ferrugineuse dure, dont la surface est irrégulièrement bosselée. Le ciment est constitué, d'après Marchand et Fabre[20], par de l'hématite rouge, et parfois par de l'oxyde de manganèse. Cette croûte se montre en particulier le long de la tranchée du chemin de fer inachevé de Lannemezan à Auch, au S. de Clarens, dans la vallée de la Gavelette. On la retrouve en divers points, sur le Plateau de Lannemezan[21]. M. Dreyfuss y voit une sorte de latérite formée sous un climat chaud et pluvieux, avec des alternances de saisons humides et sèches.

Cependant, il serait téméraire de déduire de la présence de galets patinés et de croûtes ferrugineuses des conclusions trop précises concernant les paléoclimats. Les conditions de formation des latérites tropicales sont encore discutées. Dans tout le Midi de la France, des horizons ferrugineux, ne différant de ceux du Lannemezan que par la moindre concentration de l'hydroxyde de fer, cimentent souvent à faible profondeur les galets des terrasses quaternaires. On connaît dans la région toulousaine ces poudingues, dont l'imperméabilité est néfaste aux cultures, sous le nom de *grep*. L'alios landais est une formation de même type. Aussi patine et croûtes du Lannemezan ne peuvent-ils prendre de signification précise que s'ils accompagnent des caractères moins équivoques.

4. **Les arguments paléontologiques et l'âge du Lannemezan.** — Des faunes chaudes caractérisent tout le Tertiaire du Bassin d'Aquitaine[22]. Au début de l'ère, ce sont des animaux de régions chaudes et marécageuses (Tapirs, Suidés, Rhinocéros). Puis leur nombre est peu à peu dépassé par celui d'espèces mieux adaptées à la marche (Solipèdes, Cervidés, Carnivores). Enfin se développent les grands herbivores. Il semble qu'on assiste à un assèchement progressif au cours du Tertiaire, au passage d'un climat tropical humide au climat de la savane.

Cette savane demeure du domaine de l'hypothèse, car l'Aquitaine est pauvre en restes floristiques. Mais dans le S.-E. de la France, les travaux de Saporta ont montré que l'évolution de la flore était bien de même sens que celle de la faune. La végé-

20. **169.**
21. Dreyfuss **102**, Mengaud, notes manuscrites.
22. Mlle Richard **213.**

tation de l'Éocène et du début de l'Oligocène comprend surtout des formes de pays chauds, épineuses, coriaces, avec une abondance de palmiers et d'arbres à feuilles persistantes. Au Miocène commencent à se mélanger à ces espèces, toujours nombreuses, des végétaux de pays moins chauds (arbres à feuilles caduques). Le climat aurait gardé son caractère subtropical, mais avec des alternances saisonnières mieux marquées.

On ne peut, à vrai dire, affirmer la continuité rigoureuse de l'évolution climatique entrevue à travers la morphologie animale ou végétale des temps tertiaires. Parmi les nombreuses espèces de mammifères d'Orignac, deux seulement étaient déjà connues avant le Pontien (*Dinotherium giganteum* et *Stenofiber Jaegeri*). Les autres, provenant soit de l'évolution d'espèces miocènes, soit de migrations, sont propres à l'étage pontien et diffèrent à la fois des formes du Miocène moyen et de celles du Pliocène. L'apparition d'une faune en grande partie nouvelle semble confirmer l'originalité du Pontien déjà mise en lumière par la morphologie terrestre.

Mais les dépôts postérieurs au Lannemezan contiennent encore des restes d'une faune chaude. Celle-ci se rencontre dans les cavernes qui s'ouvrent au flanc des vallées creusées dans la formation de Lannemezan et son soubassement calcaire. L'exemple le plus net est celui de Montmaurin. Sous la formation de Lannemezan, qui constitue le plateau de Montmaurin, la Seygouade s'est enfoncée dans le dôme crétacé de Lespugue. Sur son versant droit s'étagent, à 29 mètres et à 47 mètres au-dessus de la rivière, plusieurs entrées de grottes. La grotte supérieure renferme une brèche à ossements. Boule y a reconnu des espèces méridionales : le Magot (*Macacus tolosanus*) et un félin qui vivait au Pliocène et au début du Quaternaire (*Machairodus latidens*). Dans une situation analogue, les brèches d'Es-Taliens, les remplissages de fente de Montsaunès et de Montoussé permettent de compléter la collection avec l'Hyène rayée (*Hyaena striata*), le Rhinocéros de Merck et le Porc-épic (*Sus scrofa*), toutes espèces de climat chaud. L'absence complète, aux mêmes niveaux, de représentants d'une faune froide n'est pas moins significative[23].

---

23. Harlé **136**, **138**, **140**. — Boule **53**.

On peut se demander, il est vrai, si les grottes n'étaient pas creusées avant le dépôt de la formation de Lannemezan qui, à Montmaurin, fossilise peut-être un karst plus ancien qu'elle. Mais même dans cette hypothèse, c'est encore une faune chaude qui se trouverait à la base du Lannemezan, tandis que les faunes froides ne se rencontrent que beaucoup plus bas, au fond des vallées.

Ainsi, il semble que la formation de Lannemezan est dans une certaine mesure le produit d'un climat plus proche de ceux que laissent deviner la flore, la faune et les faciès des dépôts continentaux du Tertiaire, que des climats froids du Quaternaire. Cette interprétation permet aussi de comprendre, mieux que l'hypothèse fluvio-glaciaire, la répartition des dépôts torrentiels dans l'espace.

5. **La distribution des dépôts torrentiels.** — Les rivières qui ont construit les cônes les plus vastes ne sont pas, en effet, toujours celles dont les vallées ont été, au Quaternaire, emplies par les plus grands glaciers. Ceux de la Neste, de l'Adour, du Salat, ont été des appareils modestes si on les compare à ceux de la Garonne et de l'Ariège. Or, au débouché des vallées montagnardes de ces deux rivières, on ne trouve pas l'équivalent des plateaux de Lannemezan, de Cieutat-Orignac ou même de Lasserre-Lahitère. Le bord du Plateau de Lannemezan se continue sans changement devant l'ouverture de la vallée de la Garonne, dont le glacier quaternaire a presque atteint Montréjeau, comme s'il n'avait pas existé de cône garonnais. De même, le bord du cône du Gave d'Ossau se poursuit, à partir d'Oloron, sans paraître influencé par les apports du Gave d'Aspe, rivière plus grosse que le Gave d'Ossau. La distribution des dépôts torrentiels pose donc un problème.

Il faut d'abord faire la part des conditions structurales. Les grands cônes de piémont se situent tous au droit du vaste ensellement séparant les Prépyrénées garonnaises des Prépyrénées aturiennes. La formation de Lannemezan se superpose, dans cette zone, à d'épais dépôts détritiques ensevelissant les chaînons par lesquels les unes et les autres se relient souterrainement. La tendance à l'accumulation prévaut ici au moins depuis le Miocène, tandis que dans les zones structuralement plus hautes de l'E. et de l'O., les constructions alluviales sont beaucoup plus

réduites. L'existence d'une zone déprimée au pied des Pyrénées centrales, en particulier sous le Plateau de Lannemezan, a donc favorisé le dépôt des alluvions et de l'étalement des cônes.

Entre l'Aude et le Gave d'Oloron, la largeur du versant N. varie beaucoup : 58 kilomètres à vol d'oiseau entre la source de l'Ariège et Varilhes, 29, soit la moitié, entre la source du Salat et Saint-Girons, de nouveau 58 entre la Bonaïgua et Montréjeau, 35 entre le Fond d'Aure et Labarthe-de-Neste, 45 entre le cirque de Gavarnie et Lourdes, 30 entre le col du Pourtalet et Arudy. La longueur des rivières transversales est donc elle aussi très variable. En outre, la division plus ou moins nette, suivant les régions, de la montagne en zones longitudinales, favorise plus ou moins l'allongement des affluents de même direction qui viennent grossir les collecteurs transversaux. Ainsi les trois bassins montagnards de l'Ariège, de la Garonne et du Gave de Pau dépassent mille kilomètres carrés (respectivement 1.456, 1.250 et 1.071). Les autres rivières pyrénéennes ont des bassins beaucoup plus petits : Salat 658, Neste 555, Gave d'Ossau 424, Adour 282 kilomètres carrés. Les altitudes moyennes des différents bassins varient également dans de larges proportions[24].

On peut se faire une idée de la valeur moyenne des pentes dans chacun de ces bassins en comparant son altitude moyenne et sa superficie. La déclivité moyenne est donnée par le rapport

$$d = \frac{A}{S}$$

A étant l'altitude moyenne du bassin en mètres, S la surface du bassin en kilomètres carrés.

Adour	5,4	G. d'Aspe	2,1	Garonne	1,3
G. d'Ossau	3,9	Salat	1,7	Ariège	1,1
Neste	3,2	G. de Pau	1,6	Nive	0,6
Lez	2,1	G. de Mauléon	1,5		

La déclivité moyenne est donc voisine de 1 pour les rivières qui n'ont pas construit de cône (Nive, Ariège, Garonne, Gave

24. Nous nous permettons de renvoyer le lecteur à un travail antérieur, publié dans la *Rev. de Géographie Alpine* (janv. 1948).

de Mauléon)[25]. Elle est supérieure à 3 pour toutes les rivières qui en ont édifié de volumineux (Adour, Ossau, Neste).

Les résultats ne sont guère probants pour les rivières dotées de coefficients intermédiaires. En particulier, le Gave d'Aspe, malgré son coefficient assez fort, n'a pas construit de cône. Le Gave de Pau, en dépit d'un coefficient médiocre, en a édifié un. Mais la Zone axiale s'ennoie immédiatement à l'O. du Gave d'Ossau, sous une couverture secondaire formée surtout par des calcaires. L'érosion mécanique a donc moins de prise que sur les roches cristallines de la Zone axiale, d'autant plus que l'altitude a sensiblement diminué : le bassin pyrénéen du Gave de Pau, malgré ses grandes dimensions, bénéficie d'une altitude moyenne de 1.634 mètres, la plus forte de tous les bassins pyrénéens du versant N., à l'exception de celui de la Neste (1.716 m.). Avec le bassin du Gave d'Aspe, l'altitude moyenne tombe à 1.138 mètres, tandis qu'elle s'élevait encore à 1.503 mètres dans le bassin voisin du Gave d'Ossau.

Quant aux rivières plus occidentales, Gave de Mauléon et Nive, les altitudes moyennes de leurs bassins pyrénéens s'abaissent respectivement à 699 et 500 mètres. Elles n'ont plus qu'un caractère semi-montagnard.

En définitive, le Piémont peut être regardé surtout comme le piémont de la Zone axiale, là où elle se dresse au-dessus de l'avant-pays sans l'interposition d'une large zone de moyennes et de basses montagnes. Cette disposition structurale a favorisé l'installation de courts torrents transversaux, qui ont construit des cônes volumineux. On retrouve une disposition analogue avec le Salat, dévalant lui aussi un versant très étroit. Au contraire l'Ariège et la Garonne ont un cours pyrénéen sensiblement plus long et plus compliqué, avec des secteurs longitudinaux, tandis qu'à l'O., l'ennoiement de la Zone axiale donne le signal de la disparition des grandes constructions de piémont.

---

25. Il ne semble pas que la superficie des bassins ait beaucoup varié depuis le Pliocène. L'érosion a dû abaisser l'altitude moyenne, si un soulèvement n'a pas produit l'effet contraire. Nous admettons que les déclivités moyennes des différents bassins étaient, au Pliocène, à peu près dans le même rapport qu'aujourd'hui. Une comparaison entre des bassins où le développement des glaciers quaternaires a été très inégal montre que les erreurs de cette provenance dans le calcul de d sont inférieures à 0,1.

Néanmoins, on ne s'aperçoit guère aujourd'hui, dans l'avant-pays, de la diversité des conditions structurales, qui fait l'originalité des bassins montagnards. Les grandes rivières, pour la plupart, coulent dans des vallées fluvio-glaciaires qui paraissent trop larges pour elles. Mais si le climat devenait plus sec, on verrait mieux à quel point elles dépendent de la montagne. Dans les régions humides, en effet, les reliefs provoquent seulement une recrudescence des précipitations; dans les régions sèches, les condensations se produisent presque uniquement sur les reliefs, tandis qu'elles sont très rares, ou manquent dans les plaines, où elles s'infiltrent et s'évaporent, sans alimenter un écoulement régulier. Les seules rivières qui peuvent y couler sont celles qui ont leur bassin d'alimentation dans la montagne. Suivant que ce bassin est vaste et bien alimenté, ou au contraire ne recueille qu'un médiocre volume liquide, les rivières s'avancent plus ou moins loin à travers la zone sèche. Les plus puissantes la traversent entièrement et rejoignent l'Océan. Les plus faibles se perdent à quelque distance du bord de la montagne qui leur donne la vie. Tandis que les premières entraînent leurs alluvions jusqu'à la mer ou dans la plaine de niveau de base, les secondes les déposent au pied de la montagne. Le fait que les courtes rivières pyrénéennes, Adour, Neste, Salat, ont abandonné de grandes quantités d'alluvions sur le Piémont, tandis que les rivières plus longues, Ariège, Garonne, Gave d'Oloron, n'ont pas construit de cônes, s'explique donc en partie parce que le Piémont s'est édifié sous un climat sec. De même, l'absence de nappes détritiques au pied des Pyrénées basques s'explique, non seulement par la médiocre altitude de ces dernières, mais par la plus grande humidité du climat au voisinage de l'Océan. Les conditions structurales, en quelque sorte permanentes, ne produisent leur plein effet que si le climat s'y prête. Un changement de climat peut faire succéder à une phase d'accumulation une phase de creusement.

6. **Le passage de l'accumulation au creusement.** — Le creusement des vallées actuelles n'a laissé subsister de l'ancienne plaine de piémont que de petits plateaux triangulaires ou des serres allongées. D'après M. Goron[26], « le mouvement d'exhaussement qui

26. **133**, p. 583 et suivantes.

a déclenché la construction des cônes pliocènes aurait fini par gagner l'avant-pays ». Les preuves de l'exhaussement de l'avant-pays seraient au nombre de trois.

1° Le relèvement, d'au moins 130 à 150 mètres par rapport à son altitude au Pliocène supérieur (le niveau marin étant supposé invariable), de la surface d'aplanissement qui supporte les vestiges des cônes.

2° L'inclinaison, un peu plus accusée vers le N., qu'auraient prise les lits de mollasses miocènes.

3° La pente de la surface de base des cônes, qui serait nettement supérieure à celle qui a rendu possible leur dépôt.

Le premier argument suppose acquis ce qu'on se propose de démontrer, car rien ne prouve, sinon le creusement ou l'approfondissement des vallées, l'exhaussement du socle des dépôts de piémont. L'inclinaison, d'ailleurs très faible et variable, des mollasses est, au moins pour partie, originelle, et on ne peut dire que, dans la mesure où elle résulte d'une déformation, celle-ci est postérieure à la formation de Lannemezan. Reste l'inclinaison de la surface de base de dépôts, qui serait, suivant M. Goron, de 5 % au débouché de la Neste et du Salat, donc trop forte pour n'être pas postérieure à l'accumulation des déjections torrentielles dont elle n'eût pas permis le dépôt[27]. Mais M. Goron démontre ailleurs[28] que la pente de la surface des dépôts ne semble pas avoir été déformée. En effet, non seulement elle demeure partout assez faible (5 à 10 %) mais encore elle varie dans des proportions appréciables suivant la dimension des cônes et la grosseur des débris qui les constituent. « La surface de remblaiement des cônes pliocènes n'excède pas la pente courante des cônes torrentiels », écrit M. Goron. Donc, si leur socle n'a acquis son inclinaison qu'après leur dépôt, leur surface aurait eu, au moment où ils se construisaient, une pente à peu près nulle, inférieure en tous cas « à la pente normale des cônes torrentiels ».

Cette antinomie ne peut être résolue qu'en faisant la part des influences climatiques. Si une pente de 5 % eût permis le transport des alluvions par des rivières bien alimentées, elle

27. Goron 133, p. 482.
28. *Ibid.* p. 387.

pouvait ne pas suffire à leur entraînement par des cours d'eau temporaires sous un climat sec. On éprouve d'ailleurs quelque gêne à expliquer la construction du piémont par un soulèvement de la montagne, l'avant-pays restant à peu près immobile, puis l'érosion du piémont ainsi construit par un soulèvement de l'avant-pays limité à ce dernier. Sans doute trouve-t-on avantage à relier ces deux hypothèses et à les présenter confondues, comme le fait M. Goron. Le soulèvement aurait commencé par les parties internes de la montagne, où il aurait atteint sa plus grande intensité, et aurait progressivement gagné, en s'affaiblissant, à la façon d'une onde, les zones les plus externes et enfin l'avant-pays.

Les objections que nous avons déjà présentées à propos de la construction du Piémont se précisent lorsqu'il s'agit d'expliquer sa destruction par l'érosion. D'abord, ces mouvements épeirogéniques à grand rayon, dont la réalité ne peut être vérifiée ni sur le terrain ni par des mesures sur la carte, paraissent imaginées pour les besoins de la cause. Comme ils sont incontrôlables, on peut les invoquer toutes les fois qu'on se trouve embarrassé : ils sont le « Sésame ouvre-toi » d'une certaine morphologie.

En second lieu, d'importants changements climatiques, depuis la fin du Tertiaire, sont démontrés par des faits nombreux, dont quelques-uns seulement sont du domaine de la morphologie. Si la fin du Tertiaire a connu un climat sec, certaines périodes du Quaternaire ont été, dans nos régions, froides et humides. Tandis que les Pyrénées se chargeaient de neiges et de glaces, l'écoulement fluvial, dans leur avant-pays, était plus abondant qu'aujourd'hui, parce que l'évaporation était réduite ainsi que l'infiltration, le gel augmentant l'imperméabilité du sol. La construction du Piémont correspondrait à la période de relative indigence hydrographique, le creusement des vallées à la période d'abondance. Ainsi s'expliquerait, sans hypothèse supplémentaire, le tournant décisif de l'évolution du relief du Piémont.

TROISIÈME PARTIE

LE MODELÉ D'ÉROSION

Chapitre VI.

L'ORGANISATION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE DU PIÉMONT

Dans la mesure où les rivières se sont installées sur les reliefs nouvellement construits et doivent leur existence à un climat transformé, on est fondé à parler de la naissance du réseau hydrographique du Piémont. Mais on ne peut oublier que ce réseau plonge des racines dans les vallées pyrénéennes, dont l'emplacement était fixé de longue date. D'autre part, la plaine de piémont est loin d'avoir substitué partout ses formes construites au modelé ancien. Un dessin antérieur a pu subsister. Dans quelle mesure? L'objet de ce chapitre est de le rechercher.

Le problème de l'organisation du réseau hydrographique est donc étroitement lié à celui de l'extension de la formation de Lannemezan, qu'il s'agisse du réseau aturien ou du réseau garonnais.

I. — Le réseau garonnais.

La Garonne est incontestablement l'artère maîtresse du drainage aquitain. Son tracé en aval de Toulouse paraît suivre la charnière entre le versant du Massif Central, en pente vers le S.-O., et celui des Pyrénées, incliné du S. au N. (*fig.* 23).

Mais si les affluents venus du Massif Central se conforment à une pente qui s'abaisse à la fois en direction de la gouttière garonnaise et de l'Océan, la Garonne ne reçoit aucun affluent pyrénéen en aval du confluent de l'Ariège, et il lui reste 300 kilomètres à parcourir entre ce confluent et Bordeaux. Elle a déjà rassemblé, il est vrai, les eaux d'un tiers environ

de la chaîne, entre le Massif du Carlit et celui du Néouvielle. Mais c'est un sillon orienté vers l'E., puis le N.-E., qui a collecté les eaux de la Neste, de la Garonne pyrénéenne et du Salat. Le tracé du réseau est indépendant de la pente générale vers le N.

FIG. 23. — Les artères maîtresses du réseau hydrographique aquitain. 1, Massif ancien; 2, Bordure secondaire du massif; 3, Chaîne tertiaire; A, Agen; L, Lannemezan; T, Toulouse.

Tout se passe comme si les eaux se dirigeaient vers une dépression située dans la région toulousaine, tandis qu'au droit des vallées pyrénéennes de la Neste et de la Garonne, un relief semble au contraire faire diverger les cours d'eau. Ce centre

de divergence hydrographique s'appelle le Plateau de Lannemezan. Celui-ci se serait-il étendu bien au delà de ses limites actuelles et aurait-il occupé tout l'intérieur de la grande courbe garonnaise?

1. Le Lannemezan et la Garonne. — Boule s'était déjà posé la question. Dix ans après son beau mémoire sur le Plateau de Lannemezan, il a cherché à y répondre. « Parti de la terrasse inférieure de la vallée de la Garonne à Toulouse, écrit-il, je me suis élevé sur les plateaux qui dominent tous les pays environnants. J'ai reconnu tout de suite les caractères topographiques et pétrographiques de la formation de Lannemezan[1]. » Il déclare avoir fait la même observation un peu plus près des Pyrénées, aux environs de Rieumes, et être ainsi arrivé à Montréjeau « sans jamais quitter cette formation ». Pour lui « les alluvions des plateaux, aux confins de la Haute-Garonne et du Gers, sont donc la continuation très amincie de la formation de Lannemezan, c'est-à-dire le bord du cône de déjection ».

En réalité, Boule se contente de présomptions. Il n'a pu aller de Toulouse à Montréjeau sans quitter les alluvions anciennes du Lannemezan parce que, entre les plateaux caillouteux des confins de la Haute-Garonne et du Gers d'une part, et l'extrémité de la digitation que le Plateau de Lannemezan lance en direction de Montréjeau d'autre part, s'interposent les Petites Pyrénées : c'est une interruption d'une bonne dizaine de kilomètres. Le raccord entre les alluvions anciennes situées de part et d'autre est donc hypothétique.

De plus, il est difficile de reconnaître sur les « serres », jonchées de petits galets quartzeux, qui s'étirent entre les Petites Pyrénées et Montréjeau, vers Lasserre, au N. de Saint-Gaudens, le prolongement de la formation de Lannemezan, soit que celle-ci ait été enlevée par l'érosion, soit qu'on se trouve en présence des vestiges d'une ancienne terrasse de la Garonne[2].

---

1. Boule 54.
2. Goron 132.

Boule cherchait à démontrer l'indépendance de la formation de Lannemezan et de la mollasse miocène. En raccordant la formation de Lannemezan aux alluvions les plus élevées de la région toulousaine, qui semblent raviner la mollasse, il la mettait « en rapport avec une topographie plus jeune que la topographie miocène ». C'était pour lui un argument supplémentaire en faveur de l'âge pliocène du Lannemezan. Mais un argument fragile.

Comment en effet le bord supposé du cône aurait-il pu se conserver au sommet du versant gauche de la vallée de la Garonne, tandis qu'aucune trace ne subsiste plus à l'O., dans le département du Gers, de sa partie centrale, pourtant plus épaisse? Comment les médiocres rivières gersoises auraient-elles pu détruire ce que la Garonne aurait respecté? D'autre part, la disposition des alluvions anciennes en une bande parallèle au cours du fleuve n'est-elle pas celle d'une terrasse, plutôt que celle du bord d'un cône de déjection dont l'origine se trouverait à 120 kilomètres de Toulouse, au débouché d'une petite rivière pyrénéenne, la Neste? D'autres hypothèses doivent être examinées.

L'une d'elles a pour auteur M. Denizot[3]. Le Lannemezan ne se prolongerait pas par les cailloutis culminants des croupes séparant la vallée de la Garonne de la plus orientale des vallées gasconnes, mais par des fragments de terrasse accrochés plus bas sur le versant gauche de la vallée garonnaise. Les cailloutis culminants seraient donc plus anciens que le Lannemezan. Dans cette hypothèse, on ne peut guère les interpréter que comme un remaniement de la mollasse miocène, qui contient des couches de graviers, ou, peut-être, comme les vestiges d'un cône de déjection pontien. Ainsi, pour M. Denizot, le Lannemezan, qui recouvre le Miocène près des Pyrénées, se prolongerait, à une certaine distance de la montagne, dans les vallées qui y sont creusées, sous forme d'une terrasse.

M. Denizot a cru reconnaître une disposition identique dans les vallées de l'Armagnac. Dans celles du Gers, de la Baïsole, de la Gimone et de la Gesse, en particulier, l'argile de Lannemezan, s'amincissant rapidement, se continuerait par la plus

3. Denizot 84.

haute terrasse, légèrement en contre-bas de petites buttes couronnées de galets qui seraient « un résidu » du Miocène sous-jacent. « Le cône de déjection paraît donc se prolonger par une série de bandes alluviales représentant la première des quatre terrasses de l'Armagnac, conforme, dans sa disposition générale, à l'hydrographie actuelle. » Quant aux cailloutis culminants, ils recouvriraient, au sommet des plus hautes collines, les restes d'une pénéplaine antérieure au dépôt de la formation de Lannemezan.

En 1944, M. Denizot, paraissant revenir en partie à l'opinion de Boule, a écrit qu'il voyait « désormais dans les cailloutis culminants un faciès soit latéral, soit terminal du Lannemezan »[4]. Mais M. Goron semble avoir encore admis, en 1941-1942, la première interprétation de M. Denizot.

Dans cette hypothèse, le dessin rayonnant des vallées, dans lesquelles le Lannemezan se prolongerait sous la forme d'une terrasse, serait antérieur à la construction du cône de déjection. Ne serait-il pas plus naturel de regarder au contraire cette disposition en éventail comme une conséquence de l'alluvionnement? Dans ce cas, le Lannemezan ne se continuerait pas par la plus haute terrasse des vallées. On constate en effet un hiatus entre les dernières croupes où vient mourir la formation de Lannemezan, et les plateaux caillouteux qui, sur les versants longs des vallées dissymétriques gasconnes, inaugurent le régime des hautes terrasses. Les ramifications extrêmes du Lannemezan se terminent, d'après M. Savornin[5], vers 490 mètres, entre Baïse et Save, ordinairement recouvertes d'une « carapace très régulière de galets... Les systèmes d'alluvions des rivières de l'éventail (gascon) ne se raccordent pas avec cette carapace caillouteuse supérieure, de sorte que l'observation de M. Boule — rattachant la terrasse supérieure de la Garonne au Lannemezan — n'aurait pu être faite en remontant l'un quelconque des affluents de la Garonne. Dans toutes ces vallées, les alluvions récentes sont en quelque sorte transgressives en amont des niveaux anciens, ce qui est très

4. Denizot 86.
5. Savornin 218.

naturel, si on songe que les têtes de ravins n'ont pu que gagner progressivement vers l'amont ».

Les hautes terrasses des rivières gasconnes sont donc indépendantes de la formation de Lannemezan et plus récentes qu'elle, puisqu'elles s'inscrivent au-dessous d'elle et lui ont emprunté leurs quartzites. La formation de Lannemezan se termine avec les dernières ramifications du plateau conservées entre les vallées.

On n'en sera que plus à l'aise pour séparer le Lannemezan des alluvions supérieures de la Garonne. Depuis la cluse de Boussens jusqu'à l'Agenais s'allonge, à l'intérieur de la grande courbe garonnaise, un dos de hautes terres approximativement signalé par les localités du Fousseret, de Rieumes, Pujaudran, Lévignac, Cox, et la limite des départements de Tarn-et-Garonne et du Gers. Cette ligne de hauteurs court entre deux régions déprimées : la vallée de la Garonne à l'E., avec ses terrasses étagées, la Gascogne gersoise à l'O., et ses collines dissymétriques. Depuis les sommets de cette crête, presque tous couronnés par des moulins à vent ruinés, le regard embrasse l'un des paysages les plus étendus que l'on puisse contempler dans cette partie de l'Aquitaine.

Les affluents de gauche de la Garonne, Louge, Touch, Save, Gimone, traversent ce dos de pays et le divisent en une série de petits plateaux aux contours festonnés. Ces plateaux se distinguent des régions plus basses qui les entourent par un aspect frais et bocager dû à la nappe d'eau très constante retenue à la base des alluvions, épaisses de 10 à 15 mètres, qui recouvrent la mollasse imperméable sous-jacente. Ils confèrent à la Lomagne son originalité géographique.

Cette bande alluviale, qui change de direction à Lévignac, est parallèle à la Garonne et aux terrasses que celle-ci a successivement abandonnées à sa gauche. D'autres plateaux d'alluvions culminantes lui répondent sur la rive droite du fleuve, au N. et au N.-E. de Bouloc, Castelnau d'Estretefonds, Grisolles, dans la région de confluence Tarn-Garonne[6]. Cette nouvelle traînée alluviale est parallèle au Tarn et à ses terrasses, dont elle est la plus élevée. La Garonne, au cours de son déplacement latéral d'O. en E.[7], est venue ronger le bord externe de cette terrasse

6. Leymerie **165**. Voir la carte morphologique.
7. Voir chap. IX.

dont les cailloutis, entre Castelnau et Grisolles, glissent en longues coulées sur le versant des coteaux de la rive droite du fleuve, jusqu'à la plaine couverte de cultures maraîchères. « Le Tarn, écrit Leymerie, jette des pierres dans le jardin de la Garonne. »

Les alluvions des plateaux culminants occupent donc la situation topographique qui serait celle de la plus élevée des terrasses de la Garonne et du Tarn. Rien n'indique qu'elles aient eu autrefois une extension beaucoup plus grande qu'aujourd'hui et qu'elles aient formé, avant le creusement des vallées, une nappe couvrant tout le pays. Mais comment expliquer la situation culminante de cette ancienne terrasse?

La vallée de la Garonne, dont elle représente le fond, devait être limitée sur chaque bord par des coteaux plus élevés. Ceux de droite ont reculé au fur et à mesure que la Garonne a glissé d'O. en E. : l'interfluve, qui séparait sa vallée de celle du Tarn, a été totalement détruit dans la région de confluence, et le fleuve est venu ronger la base des terrasses abandonnées par son affluent.

L'effacement des coteaux de rive gauche ne peut avoir la même origine. Mais le pays mollassique déprimé qui s'étend à l'O. se montre sillonné par d'innombrables vallées et ravins, parfois secs aujourd'hui, mais témoignant de l'activité du ruissellement pendant les périodes humides du Quaternaire, sur le sol imperméable. Des rivières aux ramifications multiples ont divisé la surface primitive du pays en un monde de croupes progressivement abaissées par le recoupement des versants. La surface topographique, dans ces roches molles, a donc été ramenée à un niveau plus bas que le niveau originel. Cependant les terrasses alluviales de la Garonne, protégées par leur perméabilité, qui réduisait le ruissellement au profit de l'infiltration, ont conservé à peu près leur surface primitive. Elles ont été seulement attaquées sur les bords, tandis que les coteaux qui les limitaient à l'O. ont progressivement fondu. Il en est résulté une inversion du relief analogue à celle qui a transformé en région creuse les Baronnies, entre les plateaux d'alluvions de Lannemezan et de Cieutat[8]. Les cailloutis culminants du

8. L'hypothèse de l'inversion du relief qui aurait ramené les collines mollassiques à un niveau inférieur à celui de la première terrasse garonnaise, a été émise par Obermaier **189**.

Toulousain et de la Lomagne ne sont donc pas de vrais « Deckenschotter ». Ces formations de plateau ont commencé par être des formations de vallée. Elles n'ont aucun contact avec le Lannemezan dont les Petites Pyrénées les séparent. Ce dernier est au contraire un véritable dépôt culminant dont le bord aminci vient mourir à l'extrémité des digitations du plateau, dans la région où les versants des vallées rayonnantes commencent à se recouper.

En l'absence de vestiges de la formation de Lannemezan, ce tracé rayonnant peut seul témoigner de l'ancienne extension du dépôt. On n'a pas manqué de tirer argument du dessin en branches d'éventail des rivières gasconnes pour conclure qu'il a existé un immense cône de déjection issu de la vallée d'Aure, et qu'il a contraint la Garonne à décrire la grande courbe dont Toulouse occupe le sommet.

L'argument du tracé garonnais est le plus fragile. En premier lieu, un cône de déjection se construit, comme on sait, de bas en haut. Lorsque la formation de Lannemezan, qui est le toit de l'édifice, s'est déposée, l'alluvionnement pyrénéen responsable de la masse beaucoup plus importante des dépôts antérieurs avait déjà pu repousser la Garonne en direction de l'E. Mais, surtout, la courbe garonnaise n'a acquis toute son ampleur qu'au cours de la phase de creusement qui a suivi la construction du Piémont. Depuis le dépôt des alluvions de la première terrasse à un niveau inférieur à celui du Lannemezan, elle s'est déplacée vers l'E., dans la région de Toulouse, d'une trentaine de kilomètres, abandonnant sur sa gauche un escalier de terrasses. Ce vaste mouvement est indépendant de l'extension du Lannemezan.

Il en est de même du tracé des rivières gasconnes dans la partie inférieure de leur cours. Elles se sont allongées au fur et à mesure que la Garonne émigrait vers sa droite, et ne prouvent rien en faveur d'une extension aussi lointaine du Lannemezan. Reste seulement la partie de « l'éventail » située à l'O. et au S. de la haute croupe allongée, couronnée par les alluvions de la plus élevée des terrasses garonnaises.

Il s'agit seulement d'un demi-éventail. A l'O. de la Baïse, qui coule du S. au N. dans le prolongement de la vallée d'Aure, l'ordonnance du réseau est fort troublée, aux confins des bassins de la Garonne et de l'Adour. Entre Baïse et Garonne, on peut

distinguer trois zones à peu près concentriques, en allant des Pyrénées vers le fleuve.

1° Vers l'amont, un réseau linéaire se compose de branches divergeant à partir du sommet du Plateau de Lannemezan. Son tracé est en rapport évident avec la topographie de l'ancien cône de déjection.

2° Plus au N., et jusqu'au voisinage du parallèle d'Auch et de Lombez, l'allure générale du réseau reste rayonnante, mais des convergences s'observent entre branches d'égale importance : c'est la région où se réunissent les Baïses, où la Gesse mêle ses eaux à celles de la Save. Ces rivières prennent leur source au sommet du Plateau de Lannemezan. Pour celles dont l'origine se situe à quelque distance vers l'aval, dans l'espace progressivement élargi qui sépare deux rivières principales, les convergences sont beaucoup plus nombreuses. On devine une organisation progressive du drainage, le développement d'un réseau intercalaire entre les branches les plus anciennes, une tendance à la concentration au profit des rivières les plus avantagées par leur débit ou la profondeur de leur talweg, bref, une évolution déjà avancée.

3° Enfin, au N. du parallèle d'Auch et de Lombez, le dessin du réseau devient irrégulier. Gers, Arrats, Gimone décrivent des coudes successifs, s'écartent et se rapprochent tour à tour. Il n'est plus question d'éventail. Comme Auch se situe à égale distance de Lannemezan et d'Agen, c'est seulement dans la moitié méridionale de la Gascogne que le réseau montre une disposition rayonnante, d'autant plus nette qu'on se rapproche des Pyrénées.

L'irrégularité croissante du dessin rayonnant à mesure qu'on se déplace vers l'aval peut résulter d'une évolution plus avancée du réseau dans la même direction. Mais, d'autre part, la formation de Lannemezan, de plus en plus mince vers le N., n'a pu ensevelir aussi complètement qu'elle l'a fait au débouché de la vallée d'Aure, le relief antérieur à son dépôt. Le réseau est donc en partie adapté à une topographie plus ancienne que le Lannemezan. Enfin, la formation de Lannemezan n'a probablement pas dépassé la ligne Auch-Lombez, au delà de laquelle le tracé du réseau reflète d'autres influences.

La Neste n'a pas construit un cône gigantesque qui aurait occupé tout l'espace enveloppé par la Garonne. Elle a, plus modestement, mais avec plus de vraisemblance, étalé ses apports au voisinage immédiat des Pyrénées, où ils ont pu exercer sur le tracé des rivières une action décisive. Mais ils n'expliquent pas le tracé garonnais.

La Garonne pyrénéenne, obéissant à des influences structurales dont quelques-unes sont bien apparentes, par exemple celle des affleurements tendres du Houiller sur le tracé de son cours supérieur, suit une direction S.E.-N.O. Elle pourrait, semble-t-il, la conserver dans la région sous-pyrénéenne, puisqu'au droit de sa vallée montagnarde les chaînons prépyrénéens s'ennoient, en même temps qu'ils perdent leur continuité. Or, le fleuve décrit un brusque coude vers l'E. et traverse ces chaînons par une cluse complexe, entre Lestelle et Martres-Tolosane. C'est un passage assez ample, comme il convient à un fleuve, mais dominé par des escarpements calcaires couronnés de ruines féodales et assombris par les frondaisons des chênes verts qui s'y accrochent à l'abri des vents froids. Le fleuve enfonce péniblement son lit dans les calcaires. Il rencontrait certainement des conditions moins difficiles lorsqu'il s'est fixé en ce point .

Or, il y passait déjà lorsqu'il coulait 150 mètres plus haut qu'aujourd'hui, comme le prouve l'étagement, jusqu'à cette altitude, en amont et en aval de la cluse, d'une série de terrasses. La plus élevée, celle des cailloutis culminants de la Lomagne, s'enracine précisément au débouché de la cluse de Boussens. Elle dessine le plus ancien cours connu du fleuve. Son changement de direction, à Lévignac (N.-O. de Toulouse), semble déjà en rapport avec la confluence de l'Ariège. Le sillon Ariège-Garonne correspond peut-être à une gouttière structurale. Dès 1824, Ami Boué ne remarquait-il pas que « tout le long de la Garonne, la formation de la mollasse descend à un niveau inférieur sans perdre en apparence aucune de ses couches supérieures... C'est cette espèce de vallée naturelle qu'est venue occuper la Garonne »[9]. Vers cette gouttière seraient descendus, de l'E. comme de l'O., des affluents venant s'embrancher

9. Ami Boué 51.

obliquement sur le tronc principal; la haute Garonne serait l'un d'eux.

Cette hypothèse d'un tracé structural conséquent expliquerait l'ancienneté du chemin suivi par la Garonne. D'ailleurs, l'absence au N. de Montréjeau, d'un ancien passage fluvial et d'alluvions qui représenteraient un Lannemezan garonnais, exclut l'hypothèse d'un écoulement du fleuve vers le N., au moins depuis l'époque de la construction du cône de Lannemezan. Ce dernier, de plus, se prolonge devant la vallée montagnarde de la Garonne par une nappe caillouteuse trop mince pour former barrage. On est déjà trop loin des puissantes accumulations de Lannemezan pour que la Garonne ait pu être rejetée par elles jusqu'au bord des Pyrénées.

Elle suit le contact du Miocène et des terrains pyrénéens, en même temps qu'elle obéit à la pente structurale vers l'E. Le socle des dépôts miocènes s'abaisse de 600 mètres près de Lannemezan à 400 mètres au voisinage de la cluse de Boussens, elle-même d'origine structurale. En effet, ni le Miocène, ni le Lannemezan ne semblent avoir recouvert entièrement les chaînons de Saint-Marcet et d'Aurignac : leurs crêts se dressent à 50 ou 100 mètres au-dessus des placages les plus élevés de ces terrains. La cluse de Boussens ne peut s'expliquer par l'épigénie de la Garonne sur une couverture tertiaire.

Elle correspond à une zone faillée, accompagnée d'un décrochement transversal et d'une torsion des plis très visible à l'extrémité O. du chaînon de Plagne. Dans la cluse, les roches sont broyées. « La terminaison orientale du pli de Saint-Martory est hachée de failles transversales accompagnées de décrochement, dont la plus importante traverse la vallée de la Garonne à 500 mètres en amont du confluent de la Noue, mettant en rapport les marnes d'Auzas du flanc N. avec les poudingues de Palassou du synclinal de Bouzin[10] ». Toute l'extrémité des Petites Pyrénées, en particulier le chaînon d'Aurignac, se montre cassée de même par d'importantes failles accompagnées de décrochements horizontaux, de direction S.S.O.-N.N.E., c'est-à-dire parallèles à la Garonne. L'orientation de ces failles montre qu'elles sont postérieures au plissement des chaînons. Elles

10. Rapport géologique communiqué par la Direction de la R. A. P..

datent d'une époque où les roches plissées à la fin de l'Eocène ou au début de l'Oligocène, avaient perdu toute malléabilité et se comportaient comme un matériel cassant. D'autre part, les fractures sont antérieures au dépôt du Miocène, qui n'est pas déformé. La zone faillée a pu livrer passage à une vallée dès la fin du Tertiaire, et les dernières ramifications du Lannemezan ont pu y pénétrer. La vallée de la Garonne semble donc l'un des traits les plus anciens du réseau hydrographique sous-pyrénéen.

2° **La Neste sous-pyrénéenne.** — La vallée sous-pyrénéenne de la Neste ne peut guère être séparée de celle de la Garonne qu'elle prolonge exactement, au contact des Pyrénées et des terrains miocènes. Le miocène existerait en effet à Nestier, près du fond de la vallée[11]. Cependant, la vallée actuelle, presque entièrement creusée dans les terrains crétacés, fait figure de vallée surimposée. Elle est restée, en partie pour cette raison, plus étroite que celle de la Garonne.

Il se peut qu'avant le dépôt du Lannemezan, la vallée montagnarde ait trouvé son prolongement en direction du N.N.E., sur l'emplacement de la Baïsole[12]. Mais cette ancienne vallée a été comblée, et le cône de déjection de Lannemezan est l'élément le plus ancien de la topographie. Tant qu'il s'édifiait, la Neste ne pouvait avoir de lit permanent. Le cône s'est déployé surtout vers le N.-E. et l'E., suivant la pente structurale des terrains crétacés. Lorsque l'épandage des alluvions a pris fin et que, sous un climat plus humide, les rivières, devenues permanentes, ont été capables d'érosion, la Neste, obéissant à la pente, a glissé vers l'E. et s'est fixée le long de la génératrice la plus basse du cône, au contact des dépôts de piémont et des Pyrénées. Le tracé actuel ne résulte donc pas de la capture, par un affluent subséquent de la Garonne, d'une Neste ancienne qui aurait coulé vers le N.[13]

Le Plateau de Lannemezan, très tôt déserté par la Neste et abandonné à l'érosion d'un chétif réseau local, est ainsi demeuré

---

11. Denizot **84**.
12. Carte structurale, p. **91**.
13. Voir la discussion de ce problème dans Goron **133**, qui rappelle les interprétations de D. Faucher et de R. Pic.

le témoin le plus important et le plus représentatif du Piémont. Si la pente structurale vers l'E. n'avait pas été aussi prononcée, la Neste aurait pu rester sur son cône et y creuser sa vallée, comme l'ont fait l'Adour et le Gave de Pau. Ses érosions se sont au contraire portées sur le bord du cône, qu'elles ont séparé des alluvions accumulées, derrière le barrage formé par le Lannemezan, dans les petites vallées de la bordure pyrénéenne.

3° **La formation de Lannemezan au Sud de la Neste-Garonne.** — Au S. de la Neste sous-pyrénéenne s'ouvrent, en effet, des dépressions plus basses que le Plateau de Lannemezan. A l'E. de la dépression de Saint-Arroman, simple annexe de la vallée de la Neste[14], l'érosion karstique a découpé la bordure urgonienne des Pyrénées. Entre de hautes collines coniques ou pyramidales se glissent des dépressions anastomosées à fond alluvial. Au S. de Montréjeau, ce relief a été remanié par le glacier de la Garonne, dont les moraines recouvrent des alluvions altérées, en particulier, sur le replat de Burs, à 600 mètres d'altitude, des argiles jaunes qui appartiennent peut-être à la formation de Lannemezan. Celle-ci a conservé toute son importance dans la vallée non glaciaire de Nistos. Le profil de la surface de remblaiement descend de 670 mètres environ à Seich, à 570 mètres entre Lombrès et Nestier; prolongé au delà de la vallée de la Neste, il se raccorde au Plateau de Lannemezan.

Entre Neste et Salat, les dépressions du relief évolué antérieur au dépôt du Lannemezan ont été colmatées de même par des alluvions qui forment parfois aujourd'hui, par inversion du relief, le couronnement de petits plateaux ou de serres allongées. Une ancienne vallée du Job est ainsi jalonnée par les dépôts caillouteux du Sarrat d'Hourbets, au N. d'Encausse (475 m.) et de la Plane d'Aspret (491 m.), ces derniers constituant un petit plateau protégé de l'érosion par la colline urgonienne du Bois de Labarthe.

Le Ger, qui descend de la Zone axiale et traverse le massif primaire de Milhas a, comme le ruisseau de Nistos, contribué, avec l'Arbas, au colmatage d'une large dépression ouverte, entre

---

14. Sur la dépression de Saint-Arroman et les alluvionnements de la bordure pyrénéenne au S. de la Neste-Garonne, voir Pic **197** et Goron **133**. On se reportera aux feuilles de la carte au 20.000e (St.-Gaudens et Montréjeau) publiées en 1949.

Aspet et Salies-du-Salat, dans les marnes et les grès tendres du Crétacé. Les Plans d'Estadens et de Ganties, d'où l'on aperçoit la silhouette élancée du Cagire, ont été construits par le Ger. Ils sont formés par des argiles jaunes imperméables emballant des galets de quartzite brunis, mesurant de 10 à 15 centimètres de diamètre.

Depuis Léudary, on voit, du côté du S., les vastes aplanissements de la zone de roches tendres se raccorder, vers Chein-Dessus, à la vallée de l'Arbas, sorte d'entonnoir évasé derrière lequel pointe le Maubermé. Les plus hautes croupes découpées dans cette surface sont jonchées de petits galets de quartz, de quartzite et de granite mêlés à des fragments de grès et de calcaire provenant des collines crétacées du voisinage. Ces collines, en particulier celles de Montespan, Ganties et Couret, séparent les plateaux de Ganties et de Figarol de la vallée de la Garonne. Elles ont empêché le Ger de construire un cône de déjection étalé. Le tracé des petits ruisseaux de la région ne peut se comparer à celui du réseau du Lannemezan. En particulier, le ruisseau de Mirepech, qui, par Estadens et Montastruc, rejoint l'Arbas à Castelbiague, n'a pas glissé, comme le laisse entendre M. Goron[15], à la surface d'un prétendu cône du Ger pour se déverser latéralement. Il s'est plutôt établi, après la fin de la phase de remblaiement, au contact de la plaine alluviale du Ger et du versant montagneux qui la limite au S.

Il n'existe donc pas, au S. de la Neste-Garonne, de cônes de déjection qui seraient de petits Lannemezan construits par le Nistos, le Ger et l'Arbas. Ces torrents ont seulement contribué au colmatage, derrière le barrage formé par les alluvions de la Neste et peut-être de la Garonne, des dépressions ouvertes dans les roches tendres de la bordure pyrénéenne. Leurs constructions offrent moins d'analogie avec celles de la Neste qu'avec celles de l'autre grand affluent de la Garonne sous-pyrénéenne, le Salat.

4° **Le Salat.** — Le Salat demeure, en effet, une rivière pyrénéenne jusqu'à son confluent avec la Garonne, en amont de la cluse de Boussens. Après Saint-Girons, il creuse sa vallée

15. 133.

dans une bande de roches tendres et imperméables (marnes et grès du Crétacé moyen), pincée entre les calcaires perméables et durs de la zone nord-pyrénéenne au S., et des Prépyrénées au N.

Jusqu'au voisinage de son confluent avec la Garonne, qui a émigré vers l'aval sous la poussée des alluvions garonnaises, le Salat prépyrénéen suit approximativement la direction des plis. Il est pourtant loin d'être parfaitement adapté à la structure. Sa vallée se compose de secteurs diversement orientés : N.-O. couronnent la serre qui s'allonge du col de Cap Blanc jusqu'à Salies, puis N. avant le confluent (*fig.* 24). Dans le détail, c'est une vallée épigénique, par exemple entre Caumont et Mercenac, et à Lacave. La rivière, en s'enfonçant, a rencontré une structure de plus en plus différente de celle qui, 150 ou 200 mètres plus haut, lui avait imprimé ses orientations successives.

Il existe, en effet, en particulier sur la rive droite, des vestiges d'une topographie modelée par un cycle d'érosion plus ancien[16]. Elle se caractérisait, on s'en souvient, par des formes douces, des dépressions à fond large et plat correspondant aux affleurements de roches tendres, et des reliefs résiduels formés par les roches plus dures. Ce relief peu différencié était partiellement ennoyé sous des nappes d'alluvions caillouteuses parfois très épaisses, remblayant les dépressions. Les reliefs résiduels émergeaient au-dessus de la surface du remblaiement, comme des reliefs-îles. Des argiles à cailloux quartzeux patinés couronnent la serre qui s'allonge du col de Cap Blanc jusqu'à Pointis, au N. de Mercenac. Elles appartiennent à un ensemble de hauts cailloutis très développés au débouché de la vallée montagnarde du Salat, entre Eycheil, au S. de Saint-Girons, et le Plan, au S.-E. de Cazères[17] (*fig.* 24).

Ceux-ci débutent au pied du Signal d'Encourtiech, dont ils ne sont séparés que par la dépression de Caychenac. Ils forment un dos de terrain allongé du S. au N., entre la vallée du Salat et celle du ruisseau de Saint-Martin, affluent du Baup. Cette

16. Voir chap. IV.
17. Magnan **166**, **167**. — Mengaud **173**. — Goron **133**. — Crouzel **67**.

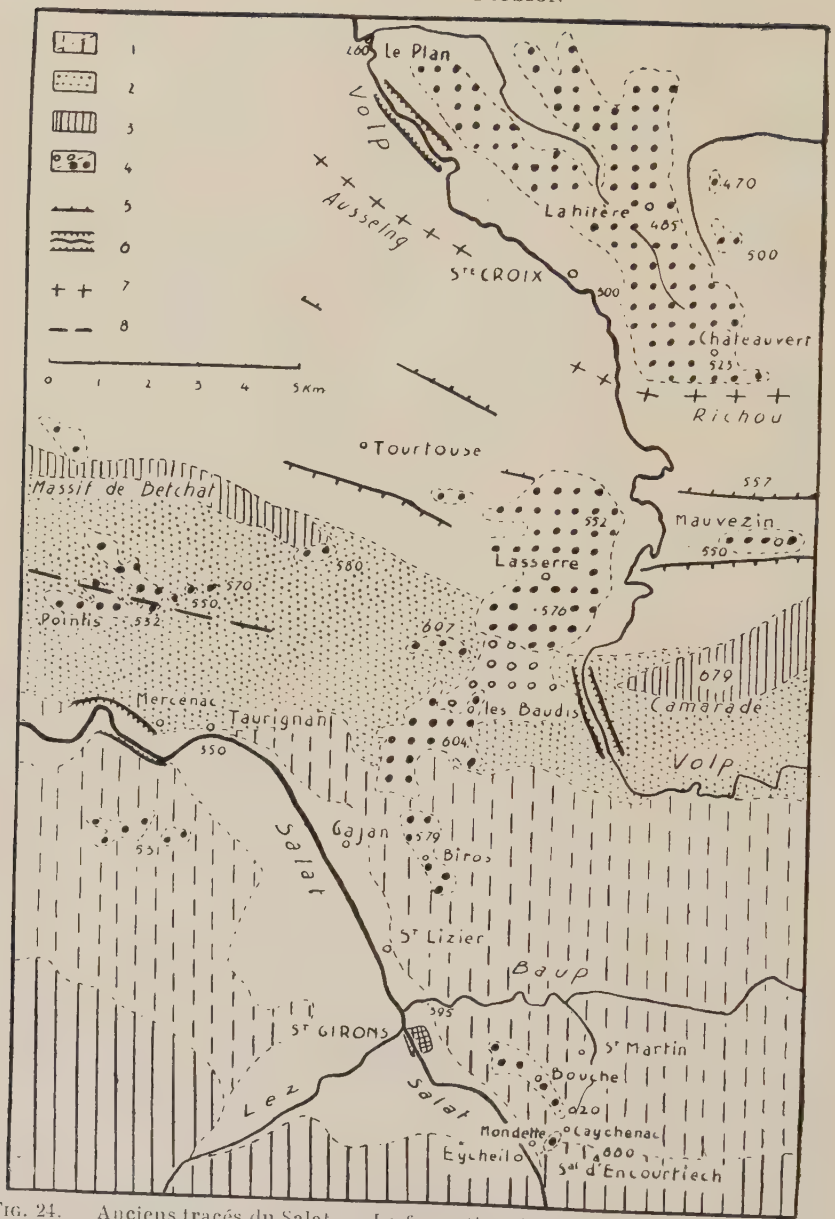


FIG. 24. Anciens tracés du Salat. — La formation de Lannemezan semble alonner une ancienne vallée S.-N. Elle forme souvent, par inversion du relief, des plateaux culminants. D'après la carte géologique au 1 80.000 (feuilles de Pagnères, Foix, Pamiers et Saint-Gaudens), R. Buxtorf, F. Crouzel et les levés de l'auteur. 1, Massif de l'Arize et sa couverture (en tireté); 2, zone « cénomanienne » 3, massifs primaires pointant dans la zone « cénomanienne »; 4, formation de Lannemezan (petits cercles : formation remaniée entre les plateaux des Baudis et de Lasserre); 5, crêt prépyrénéen; 6, gorge de surimposition; 7, axe anticlinal des chaînons prépyrénéens; 8, axe anticlinal du flysch (zone « cénomanienne »).

longue croupe mamelonnée rappelle le pédoncule du Plateau de Lannemezan entre Neste et Baronnies; mais ici la lande a cédé presque partout la place aux cultures. Le mamelon le plus méridional, au N. de Caychenac, porte, à 620 mètres d'altitude environ, un petit cailloutis siliceux rougeâtre peu épais, épars sur la tranche des marnes feuilletées lie de vin du Permien.

Vers le N., ce cailloutis s'épaissit. On y trouve de gros blocs de quartz, de poudingues permo-triasiques, et d'autres roches siliceuses. Les blocs sont en général assez bien roulés et moins volumineux que les blocs analogues du Plateau de Lannemezan. Cependant, M. l'abbé Crouzel a signalé, au-dessus de Mondette, vers 550 mètres d'altitude, d'énormes blocs de poudingues à lydiennes, mesurant 3 à 4 mètres cubes, qui semblent de gros éboulis tombés du Signal d'Encourtiech. Le chemin qui contourne l'extrémité méridionale de la croupe pour descendre vers Saint-Girons, montre quelques coupes dans le limon ferrugineux emballant les blocs. On peut vérifier que le limon provient en grande partie, comme l'a écrit M. Mengaud, de la décomposition sur place de blocs granitiques de toutes dimensions, dont les contours se devinent encore. On voit des blocs quartzeux presque jusqu'au fond de la vallée du Salat. La formation en place descend plus bas sur ce versant que sur le versant qui regarde l'E. Elle semble remblayer une dépression profonde d'une centaine de mètres. C'est une analogie de plus avec l'origine du Plateau de Lannemezan. Mais ici, au lieu de s'épanouir en un vrai plateau, le pédoncule se termine à la vallée du Baup. Au N. de celle-ci, la formation de Lannemezan ne donne que de petits plateaux isolés.

Sur le chemin qui monte de Saint-Lizier à la métairie de Biros, l'argile jaune, les galets de quartz et les blocs de poudingues permo-triasiques se rencontrent dès 455 mètres d'altitude. Plus à l'O., le flysch affleure encore à 515 mètres au-dessus de Gajan. Le socle de la formation demeure donc inégal. Une vallée monoclinale sépare à l'E. le plateau de Biros de la colline calcaire du Pouech[18]. A l'O., le versant de la vallée du

18. I. G. N. 20.000e. Le Mas d'Azil n° 5 et 6.

Salat, vers Gajan, est jonché de gros blocs de poudingues lie de vin, très durs. On en trouve aussi entre Gajan et Saint-Lizier, tout le long de la base du coteau, où ils ont dû glisser. Au N., le ravin du Pic, profond de 170 mètres, sépare le plateau de Biros d'un plateau plus vaste et plus élevé (604 m. au S. des Baudis). Les gros blocs y sont nombreux et la formation caillouteuse y atteindrait 90 mètres d'épaisseur[19].

La surface du plateau des Baudis est exactement prolongée, en direction du N.-E., par celle du plateau de Lasserre, qui s'incline de 576 mètres à 550 mètres et, au delà de la vallée du Volp, creusée jusqu'à 320 mètres, par celle du plateau de Lahitère (505 m. à Arrachau). On reconstitue aisément la continuité ancienne d'une plaine alluviale dont la pente vers le N.-E. dépasse légèrement 1 % (*fig.* 25). La dimension des cailloux décroît aussi du S.-O. au N.-E. : rares sont ceux qui, à Lasserre, approchent 1 mètre cube; à Lahitère, ils ne dépassent pas la grosseur de la tête.

L'épaisseur du cailloutis est très variable. Les lacets de la route de Sainte-Croix à Lahitère, accrochés au flanc de la vallée du Volp, se développent entièrement dans les calcaires en place. La formation de Lannemezan ne se rencontre que tout au sommet du plateau. A 1 km. 500 plus au S., au contraire, le chemin qui descend de Châteauvert (524 m.), par Coustures et Perricot, dans la vallée du Volp (307 m.) reste dans la formation de Lannemezan[20]. Au bord de ce chemin se trouvent, vers 400 mètres d'altitude, des blocs dont le volume peut atteindre 1 mètre cube[21]. Appartiennent-ils à la base de la formation? Ils ne sont pas en place, et voisinent avec des blocs anguleux de calcaire. On a affaire à des éboulis, où se mêlent des éléments provenant des calcaires qui forment la base du versant, et des blocs venus de plus haut. De toutes façons, la formation de Lannemezan descend ici beaucoup plus bas qu'à Sainte-Croix. Les cailloutis ont peut-être comblé une ancienne vallée, que le Volp aurait retrouvée ou recoupée par endroits, perdue ailleurs. Il s'est enfoncé plus profondément que la vallée

19. Goron **133**, p. 184-185.
20. I. G. N. Le Mas d'Azil n° 2.
21. Notice de la carte géologique au 80.000e (Pamiers). — Crouzel **67**.

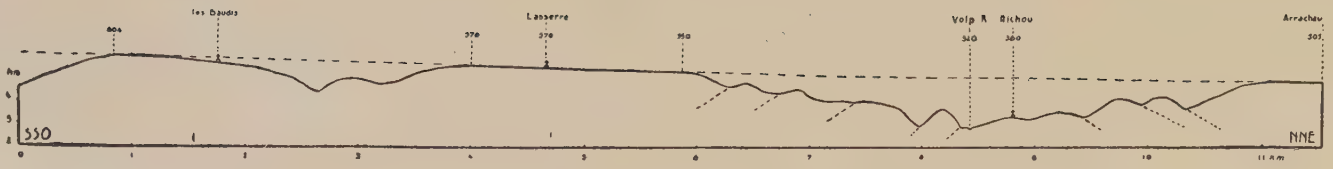


FIG. 25. — Profil du Salat pliocène. Inclinaison régulière vers le N.-N.-E. des plateaux des Baudis, de Lasserre et de Lahitère (Arrachau). Les plateaux sont formés par des alluvions caillouteuses épaisses en général de plusieurs dizaines de mètres. La vallée qu'elles ont comblée traversait l'anticlinal de Richou (pendages indiqués par les pointillés). D'après la nouvelle carte au 20.000e (le Mas d'Azil).

fossile car, même aux endroits où les cailloutis sont épais, il a atteint leur soubassement.

L'altitude des points bas des cailloutis décroîtrait assez régulièrement en direction du N.-E., s'abaissant de 520 à 360 mètres[22]. Le fait n'est pas en désaccord avec l'hypothèse d'une vallée fossile traversant les plis prépyrénéens. Elle aurait emprunté une série d'ensellements entre les massifs de Betchat et de Camarade, puis entre le chaînon d'Ausseing et celui, moins vigoureux, de Richou.

Mais le cailloutis n'a pas seulement comblé cette ancienne vallée. Il a pénétré dans toutes les dépressions d'un relief structural. Ainsi s'explique sa brusque extension dans le synclinal qui passe sous Mauvezin, Lasserre et Tourtouse, et dans un autre synclinal qui reploie le flysch crétacé, et que jalonnent les cailloutis des Baudis et de Pointis-Mercenac. Le cycle d'érosion, auquel sont dues les vallées actuelles, a respecté seulement les cailloutis les plus épais, que leur situation dans des dépressions protégeait d'ailleurs.

Mais si les plateaux étaient ainsi reliés entre eux, ils n'ont jamais formé un glacis continu. Car les crêts prépyrénéens les plus énergiques, comme celui d'Ausseing (631 m.) n'ont pu être recouverts. De plus, aux apports du Salat, s'ajoutaient ceux du Lez, qui descend aussi de la Zone axiale et conflue avec le Salat à Saint-Girons. Sa vallée, plus large que celle du Salat, s'ouvre dans des roches plus friables qui ont dû fournir des alluvions plus fines. Cependant, on peut voir, au bord du chemin de Bentaillou, au pied de la colline calcaire d'où descend la conduite forcée de l'usine de Lédar, un bloc de poudingues permo-triasique dont le volume dépasse un demi-mètre cube. On a donc affaire, dans la région de Saint-Girons, aux constructions confondues de deux cours d'eau pyrénéens, le Salat et le Lez.

La surface sur laquelle le Salat pyrénéen a coulé, à 150 ou 200 mètres au-dessus de son niveau actuel, n'était pas celle d'un cône de déjection disposé en éventail, à la façon du Lannemezan, mais celle d'un remblaiement alluvial limité aux ensellements et aux dépressions synclinales d'un relief plissé,

22. Crouzel 67.

et comparable aux accumulations des plateaux de Gantiès et de Figarol. Le Salat n'a donc pu glisser latéralement, en balayant tout le secteur compris entre la vallée actuelle du Volp et la sienne propre, pour venir se loger dans une dépression latérale au contact du bord externe de son cône et de la montagne. S'il est exact que son tracé antérieur aux alluvionnements était un tracé transversal proche de celui du Volp, les conditions de son détournement ont dû être différentes.

Les plus grosses accumulations se sont produites au droit de la vallée montagnarde du Salat, où se voient encore les restes les plus importants (les Baudis, Lasserre, Lahitère). La dépression synclinale du flysch n'a reçu que des déversements latéraux, provenant peut-être surtout du Lez, et formant une nappe peu épaisse. Lorsqu'un drainage normal est devenu possible, cette dépression moins encombrée a fixé l'écoulement. Le Salat s'est installé à la surface de la nappe alluviale. En s'enfonçant, il a rencontré le soubassement plissé dans lequel il est aujourd'hui surimposé. Le Volp, héritier de l'ancien tracé transversal du Salat, s'est accroché de même au flanc septentrional du chaînon de Plagne.

L'hypothèse d'une capture du Salat de Sainte-Croix par un affluent de la Garonne suivant le synclinal du flysch et avantagé à la fois par la médiocre résistance de cette roche et par le creusement du fleuve à l'aval paraît peu utile : dès la période d'alluvionnement, le tracé actuel était suivi, concurremment avec le tracé transversal. Le Salat de Sainte-Croix n'a pas été décapité.

Ainsi, le tracé du réseau garonnais sur la bordure pyrénéenne résulte de la structure en bandes de terrain allongées d'O. en E., dans la direction pyrénéenne, au moins autant que de détournements ou de déversements sur des cônes de piémont. De la Neste au Salat, les directions structurales sont de moins en moins oblitérées par les constructions torrentielles. On peut s'attendre à voir les premières s'affirmer dans le secteur le plus oriental du Piémont atlantique, de part et d'autre de l'Ariège.

5° **Le réseau de la région ariégeoise à l'Est du Salat.** — De même que le Volp après Sainte-Croix, l'Arize change brusquement de direction après la cluse de Sabarat (Voir la carte morphologique). Cette déviation, dont un écho semble se

retrouver sur la Lèze voisine, pourrait s'expliquer par le glissement de la rivière à la surface d'un cône de déjection contemporain des constructions de la Neste et du Salat. « Aux abords de la vallée de l'Arize, écrit en substance M. Goron[23], toutes les crêtes sont nivelées entre 480 et 500 mètres. On peut y voir le fond d'une ancienne vallée très évoluée, large de 3 kilomètres, se raccordant vers l'amont avec un niveau de 520-530 mètres, vers l'aval avec les sommets aplatis des mamelons du Terrefort, couronnés par les vestiges d'un cône pliocène » (métairies de Berbéziel, Mouriscou, Camparol). Ces vestiges seraient constitués par des plaques de limons argileux, avec galets cristallins kaolinisés et cailloux quartzeux brunis, dont la sécheresse et les buissons épineux contrasteraient « avec les mamelons purement mollassiques, couverts de cultures ». Il en existerait de semblables en aval de la cluse de l'Ariège, sur les croupes du Terrefort au S. de Pamiers (Saint-Bauzeil). Ils seraient les très modestes débris d'un Lannemezan ariégeois.

Cependant, l'interprétation précédente laisse en grande partie inexpliqué le tracé des rivières de la région ariégeoise. Ni l'Ariège, ni la Lèze, ne paraissent avoir glissé sur un cône alluvial, et les rivières du Terrefort ne se disposent pas en éventail, comme elles le devraient si elles s'étaient installées sur le cône abandonné d'une rivière pyrénéenne. Elle ne rend même pas compte de façon satisfaisante du tracé de l'Arize. Celle-ci, de Sabarat à Campagne, coule dans une vallée isoclinale du type prépyrénéen le plus pur : on peut économiser l'hypothèse d'un déversement sur un cône alluvial. A partir de Daumazan, l'influence des plis pyrénéens n'est plus apparente, mais celle d'hypothétiques constructions alluviales ne l'est pas davantage. En effet, l'Arize prend en écharpe les anciennes constructions du Salat, encore bien conservées à Lahitère. Les apports de l'Arize auraient-ils été plus importants que ceux du Salat? La supposition est peu fondée, car le bassin montagnard de l'Arize a une altitude moyenne inférieure à celle du bassin du Salat, et les vestiges d'anciennes constructions de l'Arize sont des plus modestes.

---

23. Goron, **133**, p. 202 sq. L'idée de ce glissement a été suggérée à cet auteur par M. Faucher.

Il existe bien, au N. de Sabarat, vers 430 mètres d'altitude, en face du débouché de l'Arize pyrénéenne, une argile rouge gluante, à la surface de laquelle sont épars des galets de quartzite brunis dont quelques-uns sont presque aussi gros que la tête. Mais ils ne sont pas en place. De plus, ce faciès est très localisé. Partout, aux environs, on ne rencontre, à des altitudes comparables[24], que le terrefort de couleur claire. Les mamelons culminants plus secs, signalés par des touffes de genêt d'Espagne, quelques chênes tordus et une végétation clairsemée laissant apparaître les déchirures blanchâtres du sol, tout le long de la ligne de hauteurs qui, par Castéras et le Carla-Bayle, s'allonge entre Arize et Lèze jusqu'à Sieuras, Méras et Lapeyrère, ne sont pas « couronnés par les vestiges d'un cône pliocène ». Ce sont des tables de calcaire plus ou moins gréseux, d'âge miocène inférieur, si on en juge d'après le gîte fossilifère de Niac[25], parfois nues, parfois surmontées d'une mollasse sableuse claire, elle aussi miocène, qui contient de petits galets quartzeux dépourvus de patine et des fragments de grès calcaire. L'une de ces tables calcaires supporte l'oppidum du Carla-Bayle. Mais sur ces points hauts, ni à l'église de Castéras (405 m.), ni à la Serre (411 m. entre Castéras et le Carla), ni à Serrelongue (408 m., à l'E. de Sieuras), ni sur les hauteurs de Lapeyrère (397 m.), nous n'avons rien trouvé qui ressemblât au Lannemezan.

Nos recherches dans le Terrefort de Pamiers ont donné des résultats analogues. On y observe partout, en surface, des cailloux de quartz et d'autres roches siliceuses variées de provenance pyrénéenne. Mais les mêmes galets se voient en place dans les coupes, disposés en lits irréguliers au sein de la mollasse, mêlés à des galets granitiques friables. Les gros blocs de quartz roulés, patinés de roux, dont l'un mesure 75 centimètres de grand axe, au bord du sentier qui suit le sommet des coteaux de Bénagues, près de Pauly, et qui augmentent en nombre quand on se rapproche de Rieux-de-Pelleport, ne diffèrent pas assez de ceux que les érosions de l'Ariège, sur la tranche de ces

---

24. La cote 462, au S.-O. de Castéras, est encore une fantaisie de la carte d'E.-M. L'altitude de ce point est de 422,5 (Carte au 20.000e. Le Mas d'Azil n°4).

25. Notice de la carte géologique au 80.000e, feuille de Pamiers.

coteaux, montrent inclus dans la masse de la mollasse fluviatile, pour qu'il soit nécessaire de leur chercher une origine plus lointaine. Or, cette mollasse argilo-sableuse, ou même limoneuse, lardée de lits de galets et traversée par places par des bancs plus marneux se terminant en biseau, est oligocène, puisqu'elle passe, au N.-O., à Lescousse et à Saint-Amans, sous les calcaires du Miocène inférieur, et repose en discordance, au S., sur les poudingues de l'Eocène supérieur. Les cailloux quartzeux épars à la surface du Terrefort ariégeois ne sont donc pas les résidus de cônes alluviaux contemporains du Lannemezan; ils proviennent du remaniement superficiel des dépôts de piémont oligo-miocènes. Le relief, comme le tracé du réseau hydrographique, s'explique très simplement par la structure de ces dépôts.

A l'E. de la Garonne, en effet, dans la région traversée par l'Ariège, à peu près en son milieu, on peut distinguer trois types de réseaux hydrographiques.

1° Le réseau des chaînons du Plantaurel, type parfait du réseau jurassien (moyenne Arize, Lèze supérieure, affluent de l'Ariège entre Foix et Saint-Jean-de-Verges).

2° Le réseau de l'avant-pays oligocène, à l'E. de l'Ariège, entre le Plantaurel et le parallèle de Saverdun, composé de deux vallées parallèles entre elles et aux Pyrénées, la vallée monoclinale de l'Hers et la vallée synclinale de la Vixiège.

3° Le réseau des Terreforts, formé par une série de rivières parallèles coulant du S.-E. au N.-O., en direction de la Garonne, suivant la pente des mollasses du bord vers le centre du Bassin d'Aquitaine. Ces trois réseaux sont donc adaptés à la structure des régions qu'ils traversent.

L'Ariège, en aval de la cluse de Varilhes, s'insère dans un réseau élémentaire conséquent. Lorsqu'il s'est dessiné sur la surface structurale des mollasses, il devait se composer de cours d'eau parallèles entre eux. Au cours du creusement des vallées, profondes de 100 à 150 mètres, le dessin primitif s'est compliqué. Chacun des troncs élémentaires a bourgeonné et s'est enveloppé d'une ramure d'affluents et de sous-affluents qui ont en général adopté, eux aussi, la direction conséquente S.E.-N.O. Ils sont parallèles au tronc, comme les rameaux des peupliers d'Italie.

La Garonne, l'Ariège et, dans une moindre mesure, l'Arize, la Lèze et l'Hers, alimentés par des bassins montagnards bien

arrosés, ont creusé leurs vallées plus vite que les ruisseaux du Terrefort. C'est en fonction surtout de ces troncs principaux que le réseau s'est développé. L'inflexion vers l'E. de la basse Estrique et de la basse Lèze montre que la croissance de ces deux cours d'eau a été subordonnée à l'évolution de la vallée de l'Ariège.

Le tracé semi-circulaire de la Dourne, qui rejoint l'Arize près de Campagne, s'explique de la même façon. Il s'agit d'un affluent de l'Arize, développé par érosion régressive, et ayant progressivement adopté, en s'allongeant, la direction de la pente structurale vers le N.-E. Le dessin rayonnant des ruisseaux autour de la colline de Serrelongue (408 m.), à Sieuras, ne résulte pas d'une structure en dôme. Par suite de la disposition des vallées, l'érosion régressive est venue de quatre côtés à la fois : Dourne au S., Arize à l'E., Garonne au N., Lèze à l'O. Cette colline, qui ne dépasse pas le niveau général des plateaux, est un relief résiduel de situation.

Le rebroussement vers l'E., dans les derniers kilomètres de leur cours, du Salat, du Volp et de l'Arize, est d'origine différente : les confluents ont émigré vers l'aval, les rivières empruntant quelque temps une dépression latérale de la plaine alluviale garonnaise, aux niveaux successifs indiqués par l'étagement des terrasses. On verra plus bas que l'Arize, la Lèze, et surtout l'Ariège et la Garonne, se sont déplacées latéralement pendant le Quaternaire; c'est pourquoi l'orientation de leur lit actuel, d'ailleurs encore sujet à varier, ne correspond pas toujours au tracé général de leur vallée.

Ainsi, jusque dans ses détails les plus menus, le tracé du réseau de la région ariégeoise peut s'expliquer en fonction de la pente structurale des dépôts oligo-miocènes, de l'inégale puissance érosive des rivières et des vicissitudes climatiques. Il ne semble pas avoir existé d'équivalent du Lannemezan dans la région ariégeoise, ni plus à l'E., où l'on sait déjà que triomphe un relief purement structural. Le tracé du réseau garonnais dans son ensemble doit donc assez peu aux constructions contemporaines du Lannemezan. On ne saurait s'en étonner, puisque celles-ci ne prennent leur plus grand développement que dans le bassin de l'Adour.

II. — Le réseau aturien.

Le réseau aturien ne possède pas l'équivalent du sillon longitudinal Neste-Garonne-Salat. On y distingue bien deux éléments longitudinaux de quelque importance : la vallée du Gave de Pau en aval de Lourdes, la vallée du Gave d'Ossau en aval d'Arudy. Mais ils présentent avec le sillon Neste-Garonne-Salat de sensibles différences.

D'abord une direction moins franchement longitudinale. Le Gave de Pau, entre Saint-Pé-de-Bigorre et Lestelle, s'écarte définitivement du pied des Pyrénées pour couler vers le N.-O. Le Gave d'Ossau, entre Arudy et Oloron, n'est pas vraiment subséquent. Sa direction, oblique par rapport au front montagneux, semble en rapport avec une dépression synclinale du flysch crétacé.

Une moindre largeur ensuite. Tandis que le sillon Neste-Garonne-Salat ouvre une ample avenue, propice à la circulation, entre la montagne au S. et le pays coupé des chaînons prépyrénéens et des collines gasconnes au N., la vallée du Gave de Pau entre Lourdes et Lestelle se réduit à une succession de défilés au fond desquels les eaux se rassemblent en un lit unique encombré de rochers. Elle s'élargit un peu entre Lestelle et Coarraze, et la rivière commence à se diviser en bras sur une petite plaine d'alluvions. Mais c'est seulement après Coarraze que l'horizon tout à coup s'ouvre dans la plaine de Nay, réplique de celle de Rivière. Plus étroite encore est la vallée à méandres que le Gave d'Ossau encaisse, entre Arudy et Oloron, dans le flysch crétacé. Réduite à la largeur de la rivière, sauvage, presque déserte, totalement délaissée par la circulation, elle n'était occupée que par quelques moulins jusqu'à la construction récente de la centrale électrique de Saint-Cricq.

Enfin, ces vallées jeunes ne sont pas dans le prolongement exact l'une de l'autre et ne sont pas reliées entre elles. Tandis que le sillon Neste-Garonne-Salat est un des traits majeurs de la région sous-pyrénéenne à l'E. du Plateau de Lannemezan, les vallées sous-pyrénéennes des Gaves de Pau et d'Ossau font, à l'O., figure d'accidents récents et en quelque mesure fortuits[26].

---

26. Voir chap. VII.

Le caractère essentiel du réseau aturien réside plutôt dans sa disposition arquée, les différentes rivières s'éloignant d'abord de la montagne pour s'en rapprocher à nouveau en amont de Bayonne. Elles dessinent une série de courbes presque concentriques. Cette disposition peut être primitive, « conséquente », ou au contraire n'avoir été réalisée qu'au terme d'une évolution à partir d'un tracé initial différent. Les deux hypothèses ont été défendues, et il convient de les confronter avec les faits.

Pour les uns, le tracé du réseau aturien serait adapté à la structure plissée. G.-F. Dollfus mettait en rapport l'orientation S.-E. - N.-O. de la plupart des vallées avec la succession parallèle des rides du sous-sol[27]. De nombreuses inadaptations partielles, et le fait que depuis le plissement la région a été presque nivelée et recouverte, au moins en partie, par des faluns et des alluvions fluviatiles[28], ne contredisent pas absolument l'hypothèse de Dollfus. Le dessin premier du réseau a en effet pu persister en grande partie, les cas de désadaptation pouvant s'expliquer par des surimpositions locales sur la couverture transgressive et discordante des faluns et des alluvions.

Il semble que l'hypothèse de Dollfus mérite d'être précisée, quitte à faire ensuite la part des événements qui ont apporté des retouches au dessin primitif. Dollfus se représentait les rides aquitaines comme orientées du S.-E. au N.-O. et à peu près parallèles entre elles. Il ne pouvait ainsi expliquer que partiellement l'allure du réseau aturien, la disposition arquée de ses éléments devant être attribuée à une autre cause. Mais on sait que ces rides sont en réalité incurvées. Leur allure générale s'accorde assez bien avec celle du réseau hydrographique. Les auteurs[29] de la carte géologique d'Orthez, publiée en 1912, ont insisté sur ce point. « L'Adour et ses affluents principaux, Gaves de Pau et d'Oloron, Luy de France et de Béarn, Louts, suivent en direction, de l'E.-S.-E. à l'O.-N.-O., les affleurements crétacés et éocènes, parallèles à la *zone centrale paléozoïque* de la Chaîne des Pyrénées. En raison, toutefois, de l'existence dans le pays

27. Dollfus 95.

28. Objections présentées par M. Boucau au cours de la discussion qui suivit l'exposé de Dollfus.

29. Vasseur, Bresson, Savornin, Maury.

basque du *massif ancien de Labourd*, une inflexion très prononcée se manifeste à l'O. de la feuille, non seulement dans les lignes directrices des principaux plissements, mais dans le tracé même des grands cours d'eau tels que la Bidouze, le Gave de Pau et l'Adour, que l'on voit, au delà de Peyrehorade, se diriger nettement à l'O. vers l'Océan ».

En ce qui concerne la structure, cette opinion est toujours valable, puisque la disposition des rides aturiennes, récemment précisée par de nombreux levés géologiques et par des sondages pour la recherche du pétrole et de la potasse, a été interprétée par Daguin comme le résultat d'une virgation aturienne[30]. L'adaptation du réseau à la structure pourrait ainsi être plus parfaite que ne le pensait Dollfus. Les éléments de la virgation auraient guidé les rivières, leur imposant leur courbure. Dans quelle mesure cette hypothèse se vérifie-t-elle?

Le cours S.-N. de l'Adour au N. de Tarbes croise la ride de Maubourguet, avec laquelle commence à l'E. le régime de la virgation aturienne. Le pli, ennoyé sous une grande épaisseur de sédiments horizontaux, ne peut avoir aucune influence sur le tracé de la rivière. Le coude qu'elle décrit en amont de Riscle, où elle abandonne la direction de la Garonne inférieure pour celle de l'Océan, n'est pas davantage en rapport avec l'un quelconque des éléments de la virgation.

Des adaptations partielles à la structure n'apparaissent que plus loin. Entre Aire-sur-Adour et Mugron, la courbe du fleuve enveloppe assez exactement l'arc anticlinal d'Audignon, jusqu'à sa terminaison périclinale. Et la direction S.-E. - N.-O. que l'Adour adopte ensuite répond à celle de la ride anticlinale de Donzacq-Louer qui relaie, à l'O. de Mugron, celle d'Audignon. Tournouër admettait que ces plis avaient guidé l'Adour[31].

A Saint-Jean-de-Lier, le fleuve tourne brusquement au S.-S.-O., prolongeant la direction de son affluent la Midouze, et coule perpendiculairement à la ride de Louer. Celle-ci est relayée sur la rive droite de l'Adour, par le massif triasique de Thétieu. Le fleuve traverse donc en cluse, entre Thétieu et Gousse, l'un des arcs de la virgation. Cependant, comme le fait remarquer

---

30. 74. Voir chap. II, fig. 3.
31. TOURNOUER, 235. Suivre sur la figure 3.

Daguin[32], la terminaison périclinale de Préchacq, sur la rive gauche de l'Adour, a sans doute préparé la cluse. Le fleuve a emprunté un ensellement entre l'anticlinal de Louer et le dôme de Thétieu.

On peut se demander si l'adaptation de l'Adour à la structure des accidents chalossais est primitive, ou s'il s'agit seulement de la réadaptation partielle d'une rivière surimposée sur la couverture de sables fauves qui s'étend sur toute la région. En effet, en aval de Thétieu, l'Adour ne montre plus que des adaptations de détail, tandis que sa direction générale est perpendiculaire à celle des plis de la virgation. En aval du pont de Dax, le tracé E.-O. de l'Adour suit de près la faille qui limite au N. un diapir à noyau triasique[33]. Mais, dans l'ensemble, l'Adour coule vers le S., contrairement à la pente générale des Pyrénées vers les Landes, et perpendiculairement aux rides de Tercis, de Saint-Lon, de Bélus, de Peyrehorade et de Biarotte (*fig.* 3.). Il traverse le pli de Tercis par une cluse large à peine de 300 mètres. Les rochers de calcaire danien émergent de la masse de verdure de la forêt de Tercis, au-dessus de laquelle ils dressent leurs blancs escarpements. L'Adour est manifestement surimposé sur la couverture de sables et d'alluvions pyrénéennes étalée sur le sommet du pli, arasé vers 40 mètres d'altitude.

Les Gaves, plus près des Pyrénées, montrent encore plus de liberté à l'égard de la structure plissée. Celui de Pau prend en écharpe les anticlinaux de Sainte-Suzanne et de Peyrehorade. D'Orthez à Baigts, entre Bellocq et Puyoo, entre Cauneille et Peyrehorade, il s'enfonce à plusieurs reprises dans les calcaires plissés formant souvent de pittoresques falaises. Peyrehorade s'étend entre les eaux dormantes des Gaves réunis, qui ne connaissent plus que le lent balancement des marées, et le raide coteau coiffé par le donjon éventré d'Apremont. Presque en face, Hastingues accroche ses maisons au blanc rocher qui se mire dans le Gave. Et c'est également une longue et blanche muraille calcaire que longe, près de Sorde, le Gave d'Oloron. Elle est, comme le coteau d'Apremont, comme le rocher d'Hastingues, comme le pli de Tercis, tranchée au sommet par une surface

32. Daguin, 76.
33. Daguin, 73.

d'érosion, recouverte par des alluvions épaisses formant plateau. C'est la couverture sur laquelle la rivière s'est surimposée.

Par surimposition encore le Gave d'Oloron traverse obliquement la région synclinale comprise entre le pli de Sainte-Suzanne et celui de Saint-Palais. Il recoupe les cuvettes synclinales d'Orriule et d'Oraas, puis dilate sa vallée, entre Castagnède et Sorde, dans les argiles triasiques. Le Gave de Mauléon et la Bidouze franchissent le bray de Saint-Palais, celle-ci en son milieu, celui-là à son extrémité orientale. La vallée rectiligne de la Nive entre Saint-Jean-Pied-de-Port et Bayonne mord sur l'apophyse hercynienne du Labourd, avant de s'étrangler, au Pas de Roland, dans une barre de schistes primaires très durs. La Nivelle enfin traverse une croupe de terrains houillers séparant le flysch de la cuvette Sare-Aïnoha-Zugarramurdi, et celui de l'avant-pays septentrional.

Ainsi, dans toute la région aturienne, l'inadaptation paraît un fait général. On étudiera d'abord celle des rivières basques, puis celle des Gaves béarnais, enfin le cas plus complexe de l'Adour.

1. **Les rivières basques.** — Pour Th. Lefebvre[34], le drainage primitif du pays basque se faisait vers le N.-E., perpendiculairement à la direction actuelle. Les cours d'eau de l'ancien réseau « auraient été capturés par les rivières formées après le Miocène en fonction du nouveau rivage (de l'Océan), et coulant vers le N.-O. ». Cet auteur se référait à la suggestion de M. Sorre[35], d'après laquelle les Nives réunies auraient pu rejoindre la Bidouze en passant par le col de Gamarthe. La route nationale 133 entre Saint-Jean-le-Vieux et Larceveau suivrait cet ancien tracé. Ainsi s'expliqueraient en outre, selon Th. Lefebvre, les dimensions du méandre de la Bidouze au S.-E. d'Ostabat, qu'il croit sculpté par une rivière importante, et la largeur de la vallée de Larceveau.

En fait, ni le méandre ni la vallée de Larceveau n'ont des dimensions anormales, comme il est facile de s'en convaincre en les comparant aux vallées creusées dans le flysch par les ruisseaux voisins. De plus, il est impossible de les attribuer à des cours d'eau miocènes, puisque ces vallées n'existaient pas

34. Lefebvre, 155, p. 257.
35. M. Sorre, Les Pyrénées, Paris, A. Colin, 1922.

lorsque se sont étalées les alluvions, postérieures au Miocène, des plateaux. Le col de Gamarthe semble un simple col de tête entre le bassin triasique de Saint-Jean, enveloppé par la côte arquée du flysch, et la profonde vallée de la Bidouze. Le ruisseau conséquent de Larceveau, affluent de la Bidouze, a poussé sa tête jusqu'au front de côte, qu'il a échancré[36]. Il faut observer, en outre, qu'un tracé vers le N.-E. ne serait pas plus conforme à la structure que le tracé actuel. Enfin, l'hypothèse d'une capture de la Nive dans le bassin de Saint-Jean-Pied-de-Port se heurte à deux objections : le tracé à peu près rectiligne de la vallée de la Nive, qui est d'une belle unité; l'obstacle qu'aurait opposé à l'érosion remontante de la rivière conquérante le massif primaire du Pas de Roland.

Les preuves d'un drainage primitif du Pays basque en direction du N.-E. paraissent donc insuffisantes. Celles du détournement vers le N.-O., « après le Miocène », des rivières de ce premier réseau sont encore plus difficiles à trouver. Le réseau basque, aux éléments parallèles entre eux, conserve l'allure générale d'un réseau primitif et conséquent. Il semble que son inadaptation actuelle doive être expliquée autrement que par le jeu de captures par trop hypothétiques.

Est-il surimposé? On pourrait, à la rigueur, admettre la surimposition de la Nivelle sur une couverture de flysch primitivement continue, l'enracinement des massifs primaires étant aujourd'hui démontré. Mais il n'en est pas de même pour la Nive à travers le Massif du Labourd, ni pour la Bidouze ou le Gave de Mauléon, qui coupent des accidents affectant le flysch. Comme dans les Pyrénées basques il n'existe pas trace d'une couverture plus récente que le flysch crétacé, deux hypothèses demeurent seules possibles : l'antécédence; la désadaptation du réseau par rapport à la structure rencontrée en profondeur.

Dans cette dernière hypothèse, le réseau se serait établi sur une structure superficielle plus simple que la structure profonde, à une altitude très supérieure à celle de la surface topographique actuelle. En s'enfonçant, il aurait détruit la partie

36. On corrigera les contours inexacts de la carte géologique de Mauléon et de la carte de P. Viennot, par ceux de P. Lamare (Remarques sur la structure du Pays basque. *B.S.G.F.* (5) *11*, 1941, 97-112, 2 fig.). Le flysch ne dépasse pas au S. la ligne définie par le clocher de Gamarthe et les pointements triasiques de Suhescun.

haute de l'édifice et rencontré une structure de plus en plus complexe par rapport à laquelle il apparaît désadapté.

Dans la première hypothèse, le soulèvement des Pyrénées et le plissement de la couverture secondaire et tertiaire seraient en partie postérieurs à l'installation du réseau sur une structure moins disloquée. Ces deux hypothèses, loin de s'exclure, se complètent, la désadaptation pouvant être regardée comme un résultat de l'antécédence. Le Massif du Labourd et les rides les plus voisines, celles d'Isturitz et de Saint-Palais, ont peut-être achevé de se gonfler après l'installation du réseau, comme l'ont sans doute fait, par exemple, les accidents qui intéressent les poudingues éocènes de l'Ariège (dôme de Tréziers). L'histoire des rivières basques ne diffère donc pas, semble-t-il, de celle des autres rivières du versant atlantique des Pyrénées, elles aussi antécédentes et désadaptées. C'est que, malgré sa basse altitude, le Pays basque est étroitement lié à l'extrémité occidentale de la chaîne. En avant des Pyrénées, les conditions d'installation du réseau n'étaient pas les mêmes.

2. **Les Gaves béarnais.** — En Béarn comme en Chalosse, les plis de la virgation aturienne ont été, on s'en souvient, nivelés avant le dépôt des sables fauves, et recouverts par une nappe, épaisse de 20 à 40 mètres, formée par ces sables et par des alluvions plus grossières venues des Pyrénées.

Les vieilles cartes géologiques dues à Jacquot expriment avec éloquence l'étendue de cet étalement caillouteux. Il est vrai qu'elles ne distinguent pas les alluvions des terrasses quaternaires, quelle que soit leur altitude, des dépôts culminants perchés à 100 ou 150 mètres au-dessus des talwegs. Le Gave de Pau, en particulier, a construit dans cette région des terrasses qui ne le cèdent en rien, par leur étendue, à celles de la Garonne toulousaine. Elles se sont, comme ces dernières, inscrites au-dessous de la surface de base des anciens dépôts de piémont. Cependant, entre ces vallées quaternaires démesurément élargies et parfois anastomosées et coalescentes, subsistent de minces et longues croupes, véritables *serres*, quelquefois fractionnées en files de buttes-témoins, et couronnées de cailloutis.

La surface du Plateau de Ger se prolonge ainsi, par des digitations continues, puis par de petits plateaux isolés, jusqu'au

N. de Lembeye. Ses vestiges s'étendent donc plus loin vers le N. que ceux des cônes de la Neste et de l'Adour. La raison de la meilleure conservation des dépôts du Gave de Pau réside probablement dans leur altitude moindre : la dissection quaternaire a été moins vigoureuse. Dans cette région relativement épargnée, le drainage est sollicité par une pente vers le N.-N.-E., c'est-à-dire vers l'Echez-Adour, à l'E. de la vallée du Louit, vers le N.-N.-O. ou le N.-O. à l'O. de cette vallée. Le réseau du Larcis et des Lées fait figure de conquérant : ses branches orientales en effet, d'abord dirigées vers le N.-N.-E., se coudent pour adopter la direction N.-N.-O. Comme leurs secteurs N.-N.-E. sont disposés sur une même ligne, dans le prolongement les uns des autres, on pourrait penser au démembrement d'une rivière de direction N.-N.-E. par des captures multiples au profit du réseau du Larcis et des Lées (voir la carte morphologique). Mais on ne trouve pas trace de *wind gaps* au voisinage des coudes, et il s'agit plus vraisemblablement d'un effet naturel de la migration latérale des rivières, qui sera étudiée plus loin[37]. En tous cas, le dessin de ces deux réseaux d'orientation différente indique l'existence d'une double pente, vers le N.-N.-E. et le N.-N.-O., qui n'est déjà plus celle de la surface originelle du piémont.

A l'O. de la grande vallée morte de Garlin, la direction N.-O. s'impose partout. Les serres très ramifiées portent à leur sommet des cailloutis, depuis les environs de Morlaas jusqu'aux abords d'Amou et d'Hagetmau, depuis le N.-O. de Pau (Beyrie) jusque dans la Chalosse de Pouillon (Bélus, Saint-Lon), et dans l'Entre-deux-Gaves. La taille des galets varie suivant les points, mais il s'agit toujours du même matériel pyrénéen patiné et très altéré, où les roches éruptives sont complètement décomposées, emballé dans une argile ferrugineuse plus ou moins rubéfiée, provenant en partie de la désagrégation des galets granitiques et schisteux. L'épaisseur de ces alluvions, mal classées et mal stratifiées, peut atteindre 30 à 40 mètres.

Pour comprendre leur extension vers le N.-O., il faut se rappeler que la région a été tardivement abandonnée par la mer. On trouve à la base des alluvions, en particulier à Bélus[38], des

37. Chap. IX.

38. J. Dupouy-Camet, Observations sur la ride triasique de Bélus *B.S.G.F.* (5) *17*, 1947, 503-511, 2 fig.

sables verts glauconieux discordants sur les terrains secondaires plissés. Les dépôts de piémont, on l'a vu, passent latéralement, par leur base, aux sables fauves en direction du N.-O. On peut se représenter les rivières pyrénéennes débouchant dans le golfe marin où se sont déposés les sables. Ces derniers sont de plus en plus récents à mesure que l'on va vers l'O., c'est-à-dire vers le rivage actuel. Les anciens gaves se sont allongés dans cette direction en suivant le retrait de la mer, ce qui explique la transgression des alluvions pyrénéennes sur les dépôts marins. Ces alluvions passent, au voisinage de la montagne, sous la formation de Lannemezan des cônes du Gave de Pau et d'Ossau et appartiennent peut-être à un piémont plus ancien, pontien ou pliocène inférieur, formant un glacis régulier doucement incliné vers le N.-O.[39]. L'Adour a coulé sur le même glacis, mais son tracé, plus complexe que celui des Gaves, mérite un examen particulier.

3. **L'Adour.** — La courbe de l'Adour enveloppant les constructions des Gaves n'est pas sans rappeler celle de la Garonne autour du cône de la Neste. Mais tandis que la Garonne, surtout après le confluent de l'Ariège, prend assez vite des allures de fleuve, l'Adour demeure un torrent pyrénéen réduit aux seules ressources de son modeste bassin montagnard et aux faibles tributs de quelques ruisseaux du Piémont.

L'Adour débute sur le Piémont entre les constructions de ses puissants voisins, la Neste et le Gave de Pau[40]. Son ancien cône, plus petit que les leurs, est en pente plus forte. On descend de 230 mètres entre le sommet et Oueilloux (11 km.), de 140 mètres seulement entre le sommet du Lannemezan et Bégole (même distance). Le plateau de Cieutat-Orignac est, il est vrai, plus disséqué par l'érosion que celui de Lannemezan. Une plus grande épaisseur d'alluvions a donc pu être enlevée à Oueilloux qu'à Bégole, mais il est impossible que ce supplément d'ablation ait atteint 90 mètres, chiffre supérieur à l'épaisseur totale maximum de la formation de Lannemezan dans la région. La différence d'altitude est donc, pour une bonne part, l'effet de la plus forte

39. Leymerie, **161.** — Lacoin, **150.**

40. Le bassin montagnard de l'Adour mesure 280 km², celui de la Neste 550, celui du Gave de Pau 1.070.

pente du cône le plus petit. Le cône de l'Adour était moins étalé et allait moins loin vers le N. que ceux de la Neste et du Gave de Pau, dont les prolongements amincis entraient peut-être en contact dans la région de Rabastens et de Maubourguet. On est ainsi conduit à distinguer plusieurs secteurs, offrant à l'installation des rivières des conditions structurales variées.

De Bagnères à Tarbes, l'Adour est resté sur son cône, dans le prolongement de sa basse vallée montagnarde. Il ne s'est pas déversé latéralement. Peut-être a-t-il seulement quelque peu glissé vers le N.-O., la région la plus renflée du cône se trouvant, semble-t-il, sous le méridien d'Orignac.

A partir de Tarbes, l'Adour paraît avoir suivi la ligne de contact de son cône et de celui du Gave, puis, au N. de Rabastens et de Maubourguet, la ligne de contact de ce dernier et du cône de la Neste. En effet, les surfaces convexes des cônes jointifs ont déterminé des gouttières allongées, où se sont installées de petites rivières : l'Echez, l'Arros et l'Ouzom s'intercalent ainsi entre les réseaux autochtones formés sur les quatre grands cônes de piémont (voir la carte morphologique). Elles bénéficiaient, au départ, de leur situation déprimée entre les cônes qui leur envoyaient une partie de leurs eaux. Elles collectaient de plus celles des collines schisteuses enclavées dans le Piémont, comme les Baronnies, où l'altitude et l'absence d'une couverture alluviale perméable favorisaient le ruissellement. La gouttière de l'Ouzom a préparé le déversement du Gave de Pau, celle de l'Echez celui de l'Adour. L'Arros seul a gardé son individualité, la Neste s'étant déversée vers la Garonne.

Mais son tracé, au N. du parallèle de Maubourguet, n'est sans doute plus sous la dépendance directe de la topographie des cônes de déjection. Il coule en effet vers le N.-N.-O. pour rejoindre l'Adour au coude de Riscle. Entre Adour et Arros, l'Estéous, ruisseau décapité du Plateau d'Orignac, et, à l'E. de l'Arros, le Bouès, suivent longtemps une direction parallèle, puis se réunissent par des confluents à angle très aigu. Ce réseau s'est installé sur une surface en pente générale vers le N., probablement celle du glacis pontien. L'influence des cônes pliocènes sur le tracé de l'Adour et de ses affluents de droite cesse donc d'être sensible dès le parallèle de Miélan.

Aussi ne peut-on accepter les idées de L.-A. Fabre qui faisait aller le Piémont très loin en direction du N. et du N.-O., jusqu'à la Garonne inférieure et au littoral du Golfe de Gascogne. De même que, pour cet auteur, le Lannemezan aurait occupé, à l'E., tout l'intérieur de la courbe garonnaise entre Montréjeau et Agen, l'ancien cône du Gave de Pau, plus vaste encore, aurait ouvert son éventail démesuré sur tout le Sud-Ouest aquitain[41]. Un réseau rayonnant, symétrique de celui qui s'irradie à partir du sommet du Plateau de Lannemezan, aurait suivi les génératrices de ce cône géant. L'Adour et les Gaves auraient traversé l'actuelle plaine des Landes pour rejoindre la Garonne ou se jeter dans le Golfe de Gascogne par des embouchures distinctes échelonnées le long de la côte landaise. Le regroupement du réseau vers le S.-O., au profit de la rivière la plus méridionale, résulterait de captures successives. Ces captures expliqueraient, outre le rebroussement général des rivières vers l'O., l'inflexion vers le N.-O. du Bouès, de l'Arros et de l'Adour le long d'une ligne Miélan, Marciac, Plaisance et Riscle.

Mais Fabre affirme plus qu'il ne prouve. L'Arros, par exemple, a-t-il capturé le Bouès? La direction très oblique du Bouès inférieur par rapport à l'Arros, l'absence de coude bien défini, celle surtout d'un col qui, du côté de Castille et de Saint-Christau, aurait livré au Bouès un passage vers l'une des branches occidentales de l'Osse, sont peu favorables à cette hypothèse. Les mêmes objections, auxquelles il faut ajouter l'absence, en direction du N., d'une vallée morte ou d'un ruisseau dans le prolongement du cours supérieur de la rivière supposée capturée, se présentent à propos du coude de l'Adour en amont de Riscle.

L'Adour abandonne la direction S.-S.-E. - N.-N.-E. pour celle de l'E.-S.-E. - O.-N.-O. qu'il conserve jusqu'à Grenade. Mais sa vallée décrit un coude beaucoup moins prononcé que le lit actuel, qui s'est déplacé sur une plaine alluviale très large. Et cette inflexion, annoncée par celle du Bouès, n'est pas particulière à l'Adour. Toutes les rivières, de la Douze au Gave d'Oloron, se courbent progressivement vers le N.-O. et l'O. Le « coude » de Riscle n'est pas un accident, il s'inscrit dans un plan d'ensemble d'une majestueuse ampleur.

---

41. Fabre, **118**, p. 416 sq et fig. 57, p. 357.

L'inflexion des rivières vers le N.-O. aux environs de Marciac et de Plaisance coïncide avec l'avancée en golfe des faluns et des sables fauves qui forment une région déprimée par rapport à celle des mollasses continentales situées au S. et à l'E.[42]. L'inflexion de Riscle se place au point précis où la molasse marine relaie la mollasse continentale, comme si l'Adour obéissait à la douce inclinaison vers l'O. de la plaine côtière abandonnée par la mer vindobonienne. Si l'Adour a jamais coulé vers le N., ce fut à une époque antérieure à la transgression vindobonienne. Son détournement s'expliquerait alors, comme celui de la Loire, par l'extension de la mer des faluns, et serait à peu près contemporaine de ce dernier. Mais ces événements sont trop anciens pour avoir laissé des traces identifiables dans la topographie. Depuis le Vindobonien en tous cas, l'Adour landais a suivi sa direction actuelle, de même que ses affluents septentrionaux, le Midou et la Douze, d'emblée orientés vers le N.-O. par la pente de la plaine côtière.

Il est maintenant possible de répondre à la question posée au début du chapitre. Le tracé des grandes rivières, artères maîtresses du drainage du Piémont, n'est pas en rapport avec une extension de la formation de Lannemezan très au delà de ses limites actuelles. Il est en grande partie commandé par une structure et un relief plus anciens que le Lannemezan, mais dont l'âge n'est pas le même à l'E. et à l'O. de la Neste.

A l'E., le tracé des principales rivières est conforme à la structure plissée de la bordure pyrénéenne et à l'inclinaison des terrains post-pyrénéens non plissés. La formation de Lannemezan ne s'y est nulle part étalée en cônes de déjection; elle a seulement remblayé des vallées ou des dépressions structurales. Certains détournements ont été facilités (Neste, Salat), des épigénies se sont préparées (Volp) : simples retouches au dessin antérieur.

A l'O. de la Neste au contraire, la surimposition est générale par rapport aux accidents pyrénéens. Mais, sauf sur une partie de la bordure montagneuse, entre Neste et Gave d'Aspe, elle est le fait, non d'une couverture de Lannemezan, mais de dépôts de piémont étalés tout à la fin du Miocène ou au début du Plio-

42. Baqué 36, chap. V.

cène sur une surface d'érosion pré-pontienne. Ces dépôts passent, en direction du N.-O., à des formations marines, faluns helvétiens et sables fauves vindoboniens ou pliocènes. Le réseau actuel s'est installé sur le glacis des dépôts de piémont et s'est allongé sur la plaine côtière, au fur et à mesure que la mer se retirait, en suivant le mouvement de rotation de la ligne de rivage qui, d'abord presque parallèle aux Pyrénées, s'en est progressivement écartée jusqu'à sa position présente.

Le réseau aturien a donc pris sa physionomie plus tard que le réseau garonnais. C'est une des raisons pour lesquelles, au début du Quaternaire, celle-ci n'était pas encore définitivement fixée.

CHAPITRE VII

L'ÉVOLUTION DU RÉSEAU HYDROGRAPHIQUE AU QUATERNAIRE

Tout à la fin du Tertiaire, après le dépôt des cailloutis du Lannemezan, les directions générales de l'écoulement étaient fixées dans la région sous-pyrénéenne. Mais le tracé de la plupart des cours d'eau actuels ne l'était pas encore. Celui-ci ne s'est précisé qu'au cours d'une phase de creusement énergique qui a succédé à la construction du Piémont, et qui est l'événement morphologique le plus important du Quaternaire. Nous pensons qu'un changement de climat, transformant les conditions de l'écoulement sur le Piémont, est la cause principale de ce renversement du sens de l'évolution morphologique. Nous en avons donné les raisons plus haut. Ce changement n'a pas intéressé seulement le Piémont, mais aussi les Pyrénées qui, au moins à certaines époques, se sont couvertes de neige et de glace. Nous rechercherons d'abord dans quelle mesure le creusement des vallées du Piémont est en rapport avec la glaciation pyrénéenne.

I. — PIÉMONT PYRÉNÉEN ET GLACIAIRE PYRÉNÉEN.

Le problème est double. C'est en premier lieu un problème chronologique, celui de l'âge de la glaciation, auquel se rattache celui du nombre des périodes glaciaires. C'est ensuite un problème morphologique, celui de l'extension des anciens glaciers et de ses conséquences sur le relief du Piémont. Nous examinerons ces deux questions dans cet ordre, car la première relève surtout de la stratigraphie, tandis que la seconde intéresse davantage le géographe.

1. Le problème de l'âge de la glaciation pyrénéenne. — Nous avons été conduit à regarder comme improbable l'origine fluvio-glaciaire de la formation de Lannemezan. Les gros blocs mal arrondis de quartz, de quartzite et autres roches dures qu'elle contient, et qui jonchent le sol des plateaux sous-pyrénéens près du bord de la montagne, peuvent avoir été transportés par des torrents. C'est le cas des blocs du Plateau de Lannemezan, de celui de Mérilheu à l'E. de Bagnères, des hauteurs situées

entre Maillous et le Pouey-Majou, au S. du Plateau de Ger. Sur les collines fermant au N. les bassins glaciaires de Lourdes et d'Arudy, on observe, posés sur la formation de Lannemezan ou la ravinant, des dépôts morainiques et des blocs granitiques, ou même calcaires beaucoup plus frais que ceux du Lannemezan. Des glaciers se sont donc avancés jusque-là, mais après le dépôt du Lannemezan.

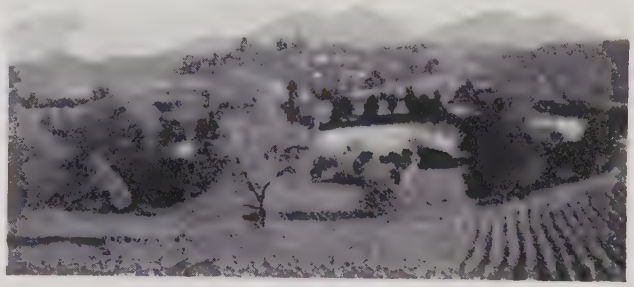
Cette invasion glaciaire a-t-elle immédiatement suivi la construction des plateaux sous-pyrénéens, ou bien s'est-elle produite après un délai assez long pour que des vallées aient eu le temps de se creuser profondément au-dessous de la surface des plateaux? Y a-t-il eu une seule invasion, ou plusieurs? Les deux questions ne peuvent être séparées car, en raison de la rareté des fossiles, c'est seulement la superposition ou l'emboîtement des dépôts qui permettent de déterminer leur âge relatif. Penck, après une étude rapide mais très sérieuse des dépôts glaciaires pyrénéens, avait conclu avec prudence : « Les Alpes offrent, en plus d'un point, les traces d'une extension glaciaire multiple. Il m'a été impossible de faire des coupes probantes, à cet égard, dans les Pyrénées. Entre Argelès et Lourdes, cependant, j'ai trouvé, sous les formations glaciaires, des brèches semblables à celles qui se rencontrent entre les moraines d'Innsbruck et celles du Wimbachthal »[1].

On n'est guère plus avancé aujourd'hui. Piette et Fabre[2] ont signalé l'existence, dans le bassin de Barbazan, sous les moraines et les alluvions fluvio-glaciaires en relation avec la plus récente extension du glacier de la Garonne, d'alluvions plus anciennes, dont le faciès est plus fluviatile que glaciaire. Elles peuvent se rapporter soit à une glaciation distincte, soit à une phase interglaciaire, ou encore n'être que les alluvions de progression de la récente glaciation. Presque tous les auteurs, géologues pour la plupart, ont essayé d'établir l'existence de plusieurs glaciations en se fondant sur des arguments surtout morphologiques.

L'étagement des dépôts morainiques, dans la montagne et sur sa bordure, et celui des terrasses alluviales dans les vallées sous-pyrénéennes sont les arguments les plus importants. Nous examinerons d'abord l'étagement des terrasses, car celui des dépôts morainiques est lié au problème de l'extension des anciens

1. **196**, p. 165.
2. **198**, **116**, **117**. La coupe décrite par Piette dans la tranchée du chemin de fer, au col de Bazert, ne permet plus aucune observation.

1. — Bassin glaciaire d'Arudy, vu du col de Louvie vers les moraines frontales qui ferment au Nord la vallée de Buzy (à droite de la colline centrale). Le Gave d'Ossau s'échappe par un canyon creusé à gauche de la même colline.



2. Vallum de Poueyferré et cuvette terminale d'une des langues du glacier du Gave de Pau, qui débouchait de la montagne à Lourdes, par plusieurs issues (au fond).

Photos F. Taillefer.

3. — Vallée morte d'Orincles, vers l'aval. Ancien passage des eaux de fonte d'une des langues du glacier du Gave de Pau entre Lourdes et la plaine de Tarbes.

glaciers[3]. L'origine fluvio-glaciaire des nappes alluviales qui forment le fond des vallées sous-pyrénéennes ou s'étalent sur les premiers gradins, à faible altitude au-dessus de la basse plaine, est indiscutable. Dans le bassin de Tarascon-sur-Ariège, dans celui de Barbazan, dans celui de Lourdes, dans celui d'Arudy, ces nappes se relient, par l'intermédiaire de cônes de transition, à des vallums morainiques en fer à cheval. Ceux-ci, à Bazert (bassin de Barbazan), à Adé et à Poueyferré (bassin de Lourdes), à Buzy (bassin d'Arudy), ont complètement obturé la vallée pré-glaciaire, assurant ainsi, par le détournement des eaux montagnardes dans une autre direction, la conservation parfaite du complexe fluvio-glaciaire (*pl.* IV). Quant aux terrasses plus élevées (plus de 50 ou de 60 mètres au-dessus des talwegs actuels), leur origine est moins claire. Depéret[4] et M. Denizot[5] ont cru pouvoir mettre en parallèle, sans faire une part trop large à l'hypothèse, la terrasse de 55-60 mètres et des moraines qui, selon eux, appartiendraient à une glaciation distincte de celle avec laquelle sont en rapport les nappes plus basses. Mais des travaux postérieurs ont ruiné les conclusions de Depéret concernant les relations des hautes terrasses avec les moraines situées à l'amont[6]. L'origine fluvio-glaciaire des terrasses étagées entre 50 et 150 mètres environ sur les versants des vallées sous-pyrénéennes reste à démontrer.

Si la formation de Lannemezan n'est pas fluvio-glaciaire, mais torrentielle, il se pourrait que ces terrasses, qui lui ressemblent

---

3. On trouvera la bibliographie relative aux terrasses sous-pyrénéennes du réseau garonnais dans les thèses de M. Goron, **132** et **133**. On y ajoutera Denizot, **86**, **87**. La bibliographie concernant les terrasses du réseau aturien est moins riche. On pourra consulter, dans le *Bulletin des Services de la Carte géologique*, les comptes rendus des collaborateurs qui ont levé les cartes géologiques détaillées et préparé leur coordination en vue des feuilles de Bayonne et de Toulouse de la carte au 320.000e. Le seul travail d'ensemble concerne les terrasses de la Nive (Passemard, **195**).

4. **93**.

5. **85**, **86**, **87**.

6. En particulier les travaux de M. D. Faucher et de ses élèves, publiés, pour la plupart, dans la *Revue géographique des Pyrénées et du Sud-Ouest*, Toulouse. En ce qui concerne la vallée de la Garonne, Boule, **52**, après une exploration attentive des environs de Montréjeau, avait écrit : « Jusqu'à présent, je n'ai... pas reconnu de moraines correspondant à l'alluvion de la terrasse supérieure (terrasse de Montréjeau) ». Un observateur aussi averti que Chaput, **66**, a soigneusement évité de mettre la terrasse de Montréjeau en rapport avec des moraines, tandis qu'il a clairement établi les relations des terrasses plus basses avec le glaciaire. On pourra se reporter, pour la vallée de l'Ariège, aux travaux de D. Faucher (**123**, **124**) et L. Goron (**132**), pour les bassins de Lourdes et d'Arudy, à notre étude **231**.

par leur constitution pétrographique, aient une origine analogue à la sienne[7]. Il y aurait alors dans les vallées sous-pyrénéennes des terrasses édifiées sous climat chaud, comme le Lannemezan, et d'autres, plus récentes, construites, sous climat froid (périglaciaire). Boule n'était pas hostile à cette idée lorsqu'il notait que, dans la vallée de la Garonne, les gisements à faune exclusivement chaude de Montoussé et de Montsaunès « sont situés à une altitude plus élevée que la terrasse... qui se voit aux abords des deux localités. Il ne serait guère prudent, écrivait-il, de tirer des conclusions trop affirmatives de cette disposition. Mais... si des faits analogues se multipliaient, ils permettraient de croire que cette faune *chaude* est contemporaine de l'époque pendant laquelle se déposaient les alluvions de la terrasse supérieure, alors que la faune froide caractérise la terrasse inférieure ».

L'étagement des terrasses semble, dans notre région, en relation surtout avec des variations climatiques, modifiant les conditions de l'écoulement et le rapport puissance-charge. C'était, en particulier, la conclusion de Chaput pour la Garonne. Ces variations ont dû être de même sens dans les Pyrénées et sur le Piémont, mais la démonstration reste à faire. Il est sûr, en tous cas, que l'étagement des terrasses dans les vallées sous-pyrénéennes n'est pas une preuve suffisante de l'existence de glaciations pyrénéennes qui leur correspondraient. La Nive, que de belles terrasses accompagnent en aval de la gorge du Pas de Roland, n'a eu au Quaternaire que des névés dans son bassin supérieur. Il en a été de même, par exemple, pour le Tarn, qui a construit des terrasses aussi amples que celles de la Garonne toulousaine. Comme le profil en long des terrasses tarnaises s'inscrit au-dessous de celui des terrasses correspondantes de la Garonne[8], il ne peut s'agir de terrasses édifiées en fonction du confluent garonnais ni, à plus forte raison, du niveau de base océanique; ce sont aussi des terrasses climatiques. Il est donc indispensable de demander aux formes glaciaires elles-mêmes des précisions sur l'âge et le nombre des périodes glaciaires dans les Pyrénées.

---

7. Boule, par exemple, écrit que les terrains du plateau de Lannemezan ne diffèrent de l'alluvion des terrasses que par leur disposition topographique et l'altération beaucoup plus profonde de leurs éléments (52).

8. Leymerie 165.

2. **Le glaciaire pyrénéen.** — A la différence des glaciers des versants N. et O. des Alpes, les glaciers du versant N. des Pyrénées sont demeurés à l'intérieur des vallées montagnardes. En trois points seulement, au S. de Montréjeau (Garonne), à Lourdes (Gave de Pau), à Arudy (Gave d'Ossau), ils ont atteint le bord des Pyrénées ou l'ont légèrement dépassé. On peut les comparer aux glaciers de l'étroit versant italien des Alpes qui n'ont pas davantage étalé sur le piémont alpin de lobes coalescents, mais ont seulement construit, au débouché des vallées principales, les amphithéâtres d'Ivrée, du lac Majeur, de Côme, du lac de Garde et du Tagliamento, d'ailleurs plus vastes et plus imposants que ceux du Piémont pyrénéen.

La modestie de la glaciation pyrénéenne a des causes multiples. La latitude (42°,5 pour la portion la plus élevée de la chaîne), et l'étendue relativement faible de la zone d'alimentation, conséquence de l'altitude modérée, atténuaient les effets de l'exposition du versant aux vents océaniques. Surtout, l'étroitesse du versant et sa division en un grand nombre de petits bassins fluviaux n'ont que rarement permis la confluence de grands appareils de vallée. Médiocrement alimentées, les langues qui poussaient en direction des plaines étaient exposées à une fusion rapide.

Les moins favorisées n'ont pu aller au delà des bassins intérieurs où la glace, en s'étalant, devenait plus mince et exposait au soleil une surface beaucoup plus grande que dans les sections étroites des vallées. Le glacier du Saison semble s'être arrêté au bassin de Tardets, celui du Gave d'Aspe n'a pas dépassé le bassin de Bedous[9], celui de l'Adour le bassin de Bagnères, celui de la Neste le bassin de Sarrancolin. Dans les vallées où les glaciers étaient mieux alimentés, les bassins intérieurs ont joué un rôle en affaiblissant l'appareil qui parvenait à les franchir et en marquant, à l'époque de son déclin, les étapes de sa retraite. C'est ainsi que le glacier de l'Ariège, qui n'a sans doute jamais eu la force de pousser bien loin au delà du bassin de Foix, a stationné longtemps dans le bassin de Tarascon[10]. Le glacier du

9. D. Faucher **120**.

10. D. Faucher **123**, et L. Goron **132**. Nous ne croyons pas qu'un glacier ariégeois, franchissant la cluse de Foix et le Pas de Labarre, ait été capable d'apporter des blocs sur le Pech de Varilhes. Les blocs en question nous paraissent provenir des poudingues qui forment le Pech. (Voir **230**).

Gave de Pau a tardivement abandonné des moraines frontales dans le bassin d'Argelès[11].

Les trois glaciers de la Garonne, du Gave de Pau et du Gave d'Ossau, qui ont réussi à s'avancer jusqu'au bord des Pyrénées, y ont rencontré des conditions beaucoup plus défavorables que dans les bassins intérieurs. Saignés par des diffluences d'autant plus nombreuses que s'abaissait l'altitude des cols de flanc, ils pénétraient, à 450 mètres d'altitude environ, dans une zone où la fusion s'accélérait, car la glace, n'étant plus contenue par les versants des vallées montagnardes, s'étalait et ne pouvait plus profiter de leur ombre.

Le bord de la montagne et les bassins intérieurs ont donc constitué pour les glaciers de véritables seuils difficiles à franchir : seuils principaux au débouché des vallées montagnardes, seuils secondaires dans les bassins intérieurs. Les seuils principaux ont empêché les glaciers pyrénéens de pénétrer sur le Piémont, et d'y recouvrir de vastes surfaces, comme l'ont fait les grands glaciers du versant N. des Alpes. Le Piémont, sauf en trois points, est exempt d'empreinte glaciaire. De plus, ces seuils ont fixé, pour de longues périodes, l'emplacement des fronts glaciaires. Tant que la glace est descendue de l'amont en quantité suffisante pour que les trois glaciers principaux atteignent le bord des Pyrénées, leurs fronts ont stationné aux environs de Montréjeau, de Lourdes et d'Arudy. Ils n'auraient pu s'avancer plus loin que si l'alimentation de ces appareils avait beaucoup augmenté, ce qui ne semble pas s'être produit. Leur persistance, à peu près au même endroit, a eu des conséquences durables sur le modelé.

Dans l'hypothèse de la pluralité des périodes glaciaires, les seuils auraient fonctionné plusieurs fois, arrêtant les glaciers successifs aux mêmes places, si toutefois la puissance des appareils n'avait pas varié dans de trop grandes proportions d'une glaciation à l'autre. Ce serait une raison pour que, sur la bordure des Pyrénées, les moraines appartenant à des glaciations successives ne se disposent pas en échelons séparés par de larges intervalles, mais au contraire s'étagent ou se super-

11. Dans les Alpes du S., les bassins intérieurs ont joué un rôle analogue; par exemple, pour le glacier de la Durance, le bassin de Laragne (P. Veyret, Le relief des pays de la Moyenne Durance Alpestre, *R. G. A.*, **33**, (1945), p. 357).

posent sur une même verticale. Il n'en serait que plus difficile de les distinguer les unes des autres.

Mais l'étagement et la superposition des dépôts glaciaires peuvent résulter, au cours d'une même glaciation, de pulsations du glacier, puis, à la fin de la période glaciaire, de sa fusion sur place. Ils ont d'autant plus de chances d'être réalisés que, par suite de l'existence de seuils climatiques, le glacier stationne longtemps aux mêmes endroits. Pour nous, les blocs et les placages morainiques situés à 100 ou 150 mètres au-dessus de Barbazan, de Lourdes et d'Arudy, sur les collines de la bordure pyrénéenne et sur celles, couronnées par la formation de Lannemezan, qui s'élèvent au N. de ces deux dernières villes, appartiennent à la même glaciation que les petits vallums déposés, dans les mêmes régions, au fond des vallées. La glace, après avoir submergé la plupart des hauteurs, aurait ensuite fondu sur place. Les sommets des collines ont été dégagés les premiers, et les blocs qui recouvraient la glace ou étaient contenus dans sa masse y ont été abandonnés; par exemple ceux dont la silhouette hérisse, au S. de Lourdes, le profil du Béout. Avec les progrès de la fusion, la glace ne s'est plus conservée que dans les dépressions séparant les collines, y formant des langues individualisées, d'ailleurs plus sensibles que le glacier à son apogée aux variations de l'alimentation; leurs pulsations ont multiplié les petits vallums au fond des vallées. Puis ces langues elles-mêmes n'ont plus subsisté qu'au pied des ombrées, se fractionnant en culots avant de disparaître tout à fait[12].

Il se pourrait donc que les glaciers pyrénéens ne se soient avancés qu'une fois jusqu'au bord de la montagne. Toutefois, l'étude des formes d'érosion glaciaire, dans les vallées montagnardes et dans les bassins terminaux, révèlera peut-être une histoire plus complexe. Dans la vallée de l'Ariège, en particulier, M. Faucher et M. Goron ont conclu à l'existence de deux glaciations au moins, et peut-être de trois. Mais ces glaciations auraient été séparées par des périodes interglaciaires au cours desquelles le modelé fluvial a repris ses droits, dans l'avant-

12. Taillefer 231. Cependant, certaines moraines de hauteur semblent appartenir à une phase glaciaire plus ancienne, en particulier celles du Bois de Gourdan, séparées des moraines situées au fond de la cluse de la Garonne par la terrasse de Fourcade, origine de celle de Montréjeau (Denizot 86 et carte au 20.000e Montréjeau n° 7).

pays et dans les Pyrénées, sauf peut-être au voisinage des plus hauts sommets.

Pour le moment, il est prudent de s'en tenir aux conclusions suivantes :

1° Le modelé des grandes vallées du Piémont est passé, au Quaternaire, par des phases tantôt purement fluviales, et tantôt fluvio-glaciaires. Les rapports des terrasses avec les moraines, généralement clairs pour les niveaux inférieurs à celui de 55-60 mètres, ne le sont pas pour ce dernier, ni pour les niveaux plus élevés.

2° Les glaciers pyrénéens n'ont atteint le bord de la montagne qu'en trois points seulement, où ils ont pu agir directement sur le tracé du réseau hydrographique du Piémont. Ces glaciers sont ceux de la Garonne, du Gave de Pau et du Gave d'Ossau. Partout ailleurs, les glaciers pyrénéens n'ont exercé sur l'évolution du réseau hydrographique du Piémont qu'une influence indirecte, en particulier en faisant varier le rapport puissance-charge, et en modifiant ainsi les conditions de l'érosion fluviale dans certaines vallées.

Comme c'est dans le réseau garonnais que se sont produits, au Quaternaire, les changements de tracé les moins importants, nous l'étudierons avant le réseau aturien, dont l'évolution a été plus complexe[13].

II. — Le réseau garonnais.

Le réseau sous-pyrénéen de la Garonne se compose de deux séries de cours d'eau : les petites rivières nées sur le Piémont, et n'ayant aucun contact avec la montagne, et les rivières d'origine pyrénéenne, généralement beaucoup mieux alimentées.

1. **Les réseaux des petites rivières sous-pyrénéennes.** — Les vallées de la Garonne et de l'Ariège, en amont de Toulouse, séparent trois régions : le Terrefort à l'E. de l'Ariège, le Terrefort d'entre Ariège et Garonne, la Gascogne gersoise, entre Garonne et Adour.

Nous avons déjà décrit les conditions structurales qui ont guidé l'installation des cours d'eau de ces trois régions. Les tracés n'ont subi au Quaternaire que des retouches minimes et d'intérêt strictement local, à l'exception de certains change-

13. On trouvera les éléments essentiels de cette étude dans l'article de M. D. Faucher, 124.

ments qui se sont produits dans le réseau issu du Plateau de Lannemezan, par suite de captures ou de surimpositions.

a) *Les captures.* — Les principales sont celles d'un affluent de l'Arrats, le ruisseau de Mont-d'Astarac, par le Gers, et d'un affluent du Gers, le Sousson, par la Petite Baïse (ou Baïse Devant)[14]. Suivant M. Savornin, il faudrait en ajouter une troisième, celle de la Baïsole par la grande Baïse (ou Baïse Darré). Nous l'examinerons en premier lieu[15].

Pour M. Savornin, la Baïsole se serait jetée d'abord, vers Tournous, dans la Petite Baïse, et aurait contribué avec elle à la formation de la terrasse de Campuzan (*fig.* 26 et dépliant *fig.* 27). Une croupe mollassique très mince aurait séparé les vallées de deux ruisseaux, actuellement affluents de gauche de la Baïsole (Léoup et Lautan), de celles de la Petite Baïse-Baïsole. Le sectionnement de cette croupe aurait permis à la haute Baïsole de se déverser à Tournous dans la vallée du Lautan et de devenir ainsi un affluent de la Grande Baïse. Le ruisseau de Pesqué serait le résidu de l'ancien cours inférieur de la Baïsole.

En réalité, le ruisseau de Pesqué coule dans la plaine alluviale de la Petite Baïse, parallèlement à cette rivière. Il n'est que la réapparition des eaux souterraines formant nappe à la base des alluvions et représentant un écoulement profond de la Petite Baïse. Il n'occupe pas une vallée décapitée. De plus, la vallée de la Baïsole est rectiligne : il n'y a pas à Tournous de coude de déversement. La vallée de la Baïsole semble donc avoir empiété, par migration latérale, sur la vallée de la Petite Baïse. Mais cet empiétement s'est arrêté à la terrasse de Campuzan. Ce n'est qu'après érosion totale de cette dernière que la Petite Baïse serait menacée de capture au profit de la Baïsole.

En revanche, à l'E. de Castelnau-Magnoac, le Gers a capturé par érosion latérale un petit affluent de l'Arrats qui lui était parallèle, et dont la vallée était beaucoup moins profonde que la sienne. Au Moulin de Castelnau, cet affluent, le Cier, s'est déversé dans le Gers. En aval de ce point s'allonge la vallée dissymétrique morte de Mont-d'Astarac.

De même, le déplacement de la Petite Baïse vers l'E. a sectionné le cours d'eau immédiatement voisin. La vallée du

14. Carte E.-M. Saint-Gaudens N.-O. Sur la capture du ruisseau de Mont-d'Astarac, voir 233.

15. Savornin 218.

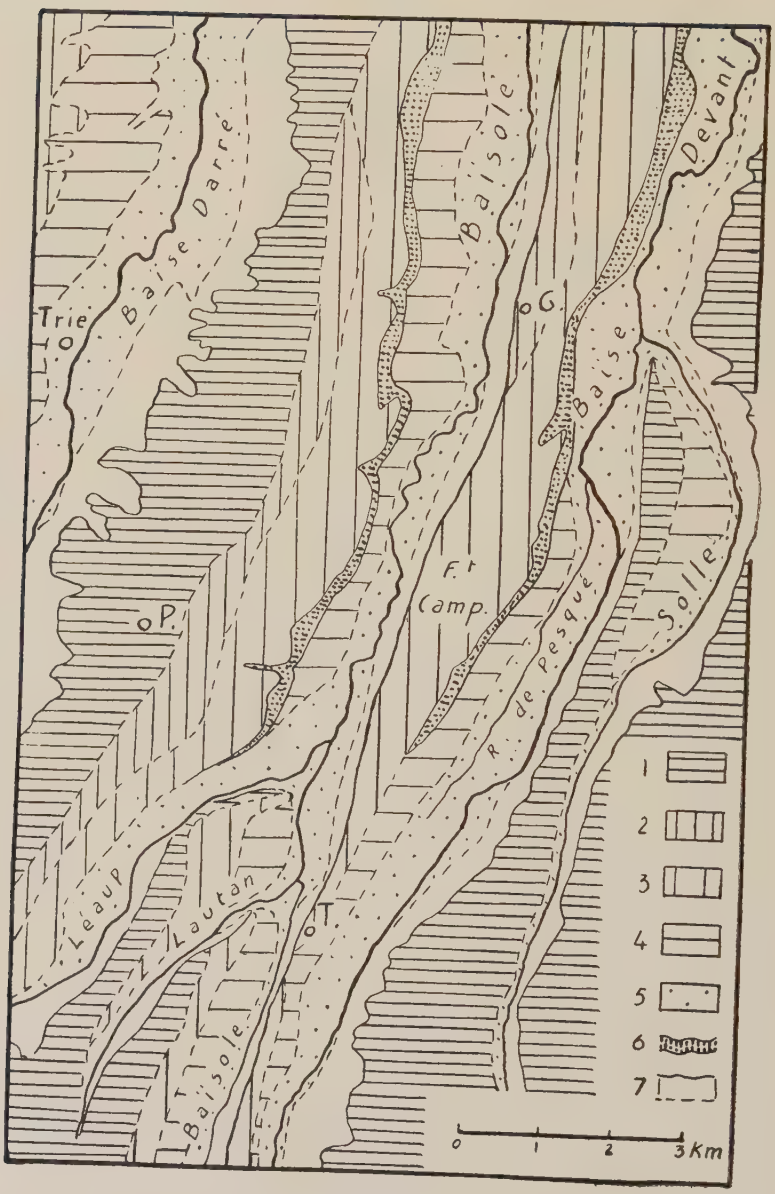


FIG. 26. — Evolution du réseau des Baïses (d'après la carte géologique de Saint-Gaudens). 1, Croupe mollassique; 2, Terrasse supérieure; 3, Terrasse moyenne; 4, Terrasse inférieure; 5, Lit majeur; 6, Talus avec dépôts de pente; 7, Coteau de mollasse (versant raide). P, Puydarrieux; G, Guizerix; T, Tournous-Devant; Ft. Camp., Forêt de Campuzan.

Sousson prolonge en effet celle de la Solle. Mais ici, l'évolution postérieure à la capture a été plus poussée que dans le cas du Cier, et la capture pourrait être plus ancienne. En effet, la vallée Solle-Sousson a été détruite sur une longueur de 4 kilomètres entre Larroque et Montlaur par l'érosion persistante de la Petite Baïse. De plus, sur la Solle capturée, l'érosion régressive partant de la rivière conquérante plus profonde a causé non seulement l'approfondissement de la basse vallée, mais une très forte accentuation de la dissymétrie, à tel point que le ruisseau immédiatement voisin du côté de l'E., la Gèze, s'est trouvé à son tour menacé (col de Léougé).

Toutes ces captures sont des conséquences de la migration latérale des rivières, qui sera étudiée avec la dissymétrie des vallées[16]. Elle a pour effet d'amenuiser rapidement les interfluves; les vallées voisines tendent à se souder latéralement. Il est rare cependant que cette évolution ait atteint son terme, qui serait la coalescence des vallées. Là où les rivières se rapprochent le plus, par exemple la Seygouade et la Save à Berdot, elles sont encore séparées par un col très bas. C'est seulement dans les zones de confluence que plusieurs vallées se confondent réellement en une seule. La réunion, au N. de Lespugue, des vallées de la Save, de la Seygouade et du ruisseau de Pernesse forme une plaine de 5 kilomètres sur 2 km. 500. Mais en aval, la vallée se rétrécit à nouveau (1 km. 500). Rien de pareil à l'abattage des cloisons successives effectué par les grandes rivières pyrénéennes, et qui sera décrit plus loin. La multiplicité même des petites rivières limite la puissance érosive de chacune et, en définitive, freine l'évolution, que ralentit d'ailleurs parfois la résistance du substratum rencontré sous les dépôts de piémont.

b) Les surimpositions. — Le socle crétacé ou éocène des dépôts de piémont, formé de terrains plus durs, surtout calcaires, a été en effet rencontré principalement en deux régions où il est très peu profond : le Plateau d'Orignac, qui fait partie du bassin de l'Adour, et l'extrémité occidentale des Petites

16. Les captures comme celle de l'Arrêt-Darré, ruisseau du Plateau d'Orignac, faites au profit de l'Arros, et citées en exemple par M. de Martonne dans son *Traité*, n'ont pas pour cause la migration latérale, mais résultent de l'approfondissement rapide de la vallée de l'Arros. (Voir le chapitre suivant).

Pyrénées de la Haute-Garonne, entre Saint-Gaudens, Boulogne et Castelnau-Magnoac. Il s'agit d'un relief jurassien enseveli à très faible profondeur. Il se compose essentiellement du périclinal de Saint-Marcet, du dôme de Lespugue-Montmaurin et du brachyanticlinal défoncé de Gensac. Les calcaires maestrichtiens et daniens forment l'ossature des plis. Ces pointements rocheux à peine enterrés étaient comme des pièges tendus aux petites rivières installées sur les dépôts de piémont.

Lorsque la couverture détritique était très mince, la rivière a presque tout de suite rencontré le matériel dur. C'est le cas de la Save, qui a eu la malchance de se trouver à peu près sur le faîte du dôme de Montmaurin. Elle y a creusé un petit canyon, nullement dissymétrique. Elle est donc restée sur l'emplacement qu'elle occupait au moment où elle a rencontré le calcaire, tout au début du creusement de sa vallée. Comme le dôme plonge rapidement au N. et au S., la vallée, en amont et en aval des gorges, est entièrement creusée dans les argiles. Le versant droit, dans la zone mollassique, est décalé d'environ deux kilomètres par rapport au versement droit du canyon, tandis que le versant gauche prolonge exactement le versant gauche du canyon. On peut ainsi mesurer le glissement latéral de la rivière migratrice depuis l'époque de la surimposition.

Lorsque les rivières ont eu la chance de se trouver au-dessus d'une dépression structurale enterrée, elles ont poursuivi leur migration vers l'E. jusqu'au moment où elles ont rencontré le « piège » caché. Il existe deux types principaux de pièges : la retombée d'une voûte ou d'un crêt, formée par une surface structurale fossile; l'abrupt d'un crêt ceinturant une combe. Comme tous les accidents structuraux de la région sont des terminaisons périclinales de plis, des brachyanticlinaux ou des dômes, ils présentent une forme plus ou moins elliptique et tous les pièges sont courbes. Ainsi s'explique la courbure des vallées.

Dans le cas de la retombée d'une voûte ou d'un crêt à convexité tournée vers l'O., la rivière, au cours de sa migration vers l'E. devient, à un certain moment, tangente à la courbure de la voûte ou du crêt. La migration, en ce point, est arrêtée par la dureté de la roche, mais continue partout ailleurs tant que la roche dure n'est pas atteinte. Immédiatement en amont et en aval du point de tangence, la rivière vient ainsi s'appliquer contre la voûte et en moule la courbure. Il en existe de nombreux exem-

ples : Louge autour des périclinaux de Saint-Marcet et d'Aurignac, Seygouade sur le flanc septentrional du dôme de Montmaurin, Cier sur la retombée septentrionale du brachyanticlinal de Gensac. La surface structurale des calcaires est généralement mal dégagée, et la couverture détritique forme le haut du versant raide, ce qui exclut l'hypothèse d'un glissement de la rivière sur la surface structurale et d'une adaptation conforme à la structure rencontrée en profondeur. Le versant opposé est au contraire un versant long, semblable à celui des secteurs où rien n'est venu troubler la migration des rivières.

Lorsque celles-ci se sont trouvées au-dessus d'une dépression isoclinale fossile, comme la Gesse à l'E. de Saint-Loup et de Gensac, elles tendent à la vider de son contenu et à exhumer le crêt curviligne qui la limite. La convexité de la rivière est alors tournée vers sa droite. Mais le cas de la Gesse est exceptionnel, car il résulte du parallélisme fortuit de la direction de la rivière surimposée et de l'axe de l'accident structural enterré. L'exhumation du relief fossile a été facilitée, mais la migration latérale de la rivière a tout de même été gênée par la rencontre des roches dures, comme le prouve le décalage, semblable à celui qu'on a déjà observé sur la Save, entre la gorge de Blajan et le secteur d'aval, creusé entièrement dans les dépôts de couverture.

Ainsi, les principaux changements qui se sont produits au Quaternaire dans le tracé des petites rivières sous-pyrénéennes ont pour cause essentielle la migration latérale, dont la dissymétrie des vallées est un autre résultat. Des déplacements latéraux d'une tout autre ampleur s'observent sur les grandes rivières issues des Pyrénées.

2. **Les grandes vallées.** — Déplacements latéraux, mais non changements de cours ou défluviations. Les grandes rivières suivent encore, comme nous l'avons dit, les directions d'écoulement fixées dès la fin du Tertiaire. A l'époque où se déposait la formation de Lannemezan, les vallées de la Garonne et de l'Ariège avaient commencé à se dessiner; le cours semi-longitudinal du Salat en aval de Saint-Girons était déjà esquissé; la Neste elle-même, après avoir construit un cône qui s'étalait surtout vers le N.-E. et l'E., avait stabilisé son cours suivant cette dernière direction, qu'elle a toujours conservée par la suite.

Le détournement, dès le début du Quaternaire, des eaux d'un assez long secteur montagneux dans la gouttière Neste-Garonne

a eu des conséquences morphologiques bien mises en lumière par M. Faucher. La Gascogne gersoise, en particulier, large d'une centaine de kilomètres entre Garonne et Arros-Adour, a eu son relief modelé exclusivement par un réseau local, sans connexion avec les rivières pyrénéennes. De part et d'autre de l'Ariège, l'évolution du relief des Terreforts a également été l'œuvre de réseaux locaux, mais moins indépendants que celui de la Gascogne gersoise. En effet, les principaux cours d'eau du Terrefort, Arize, Lèze, Hers vif et ses affluents, prennent leur source dans les Prépyrénées ou dans les massifs nord-pyrénéens, et ils rejoignent la Garonne ou l'Ariège à une courte distance des Pyrénées. Néanmoins, ces régions ne doivent pas, si ce n'est très indirectement, leur modelé aux rivières pyrénéennes qui en ont seulement rongé les bords.

a) Modestie des actions glaciaires. — L'évolution du relief aurait pu être très différente si les glaciers de la Neste, de la Garonne et de l'Ariège avaient pénétré sur le Piémont. Si le glacier de la Neste s'était avancé jusqu'à Lannemezan, à 6 ou 7 kilomètres seulement du bord des Pyrénées, et avait étalé sur le plateau un petit lobe de piémont, une partie des eaux de fonte, se divisant suivant les branches de l'éventail des vallées, se serait répandue à travers la Gascogne. Peut-être l'un de ces tracés aurait-il continué à être emprunté par la Neste quelque temps après la fin de la glaciation. Mais c'est là une hypothèse gratuite, car le glacier de la Garonne a seul été capable de s'avancer assez loin pour causer quelques perturbations. d'ailleurs de peu d'importance, dans le tracé du fleuve au débouché des Pyrénées[17].

Une autre conséquence de l'arrivée du glacier garonnais jusqu'au S. de Montréjeau a été le déversement, dans le sillon sous-pyrénéen de la Neste-Garonne, de grosses quantités d'alluvions qui l'ont remblayé en partie et, formant barrage, ont obligé la Neste à relever le profil de sa vallée en amont du confluent avec la Garonne. Mais, quelques épigénies locales mises à part, le tracé des deux rivières est resté inchangé, d'autant plus que, à l'extrémité aval du sillon, la Garonne se trouvait prisonnière des roches dures de la cluse de Boussens. En revanche, cette cluse franchie, elle pénétrait dans les

17. La plus récente description est celle de M. Goron (**132**, **133**).

mollasses miocènes, opposant aux déplacements latéraux une résistance d'autant plus réduite que la hauteur des versants dépassait rarement 100 mètres. Le fleuve n'avait à abattre que des tranches de roche d'un volume relativement modeste. Leurs débris, formés d'éléments fins se délayant dans l'eau, étaient faciles à transporter. L'Ariège, au delà de la dernière cluse pyrénéenne, celle de Varilhes, trouvait des conditions comparables.

b) *L'Ariège.* — Deux secteurs doivent être distingués dans la vallée de l'Ariège entre Varilhes et le confluent de la Garonne. De Varilhes à Montaut, l'Ariège s'est déplacée d'E. en O., de Montaut au confluent, elle a glissé en sens contraire. Dans la Plaine de Pamiers, l'Ariège a creusé des lits successifs, en appuyant toujours sur sa gauche[18]. Tout à l'E. de la plaine, une terrasse s'abaisse de 360 mètres au N.-E. de Varilhes à 300 mètres environ à la Bastide-de-Lordat, où elle se termine en pointe au-dessus de la vallée de l'Hers. On peut lui conserver le nom de terrasse de la Haute Boulbonne, que lui a donné le géologue qui l'a étudiée le premier. Un talus, haut de 25 mètres à l'E. de Pamiers, la sépare de la terrasse de la Basse Boulbonne. Celle-ci forme, du N.-E. de Varilhes à l'O. de Mazères, une plaine oblongue atteignant 5 à 6 kilomètres de large, de profil très régulier et légèrement bombée au milieu. Plus à l'E., un talus de quelques mètres conduit à une troisième terrasse, qui contraste par sa surface caillouteuse avec les précédentes, couvertes de limon : c'est la *grausse* de Pamiers. Elle domine, par un dernier talus, la plaine alluviale de l'Ariège. Au delà de la rivière, les coteaux du Terrefort limitent immédiatement la vallée.

L'abbé Pouech croyait qu'elle avait acquis d'un seul coup sa largeur actuelle, sous l'action des premiers courants « diluviens ». Ceux-ci, diminuant de volume, n'auraient ensuite occupé que des portions de plus en plus restreintes de la vallée primitive[19]. Il n'y aurait donc pas eu, à proprement parler, changement de tracé. Mais cette hypothèse ne permet pas d'expliquer pourquoi les terrasses n'existent que d'un seul côté de la vallée, ce qui est au contraire tout naturel si la rivière

18. On se reportera, en particulier, à Pouech 203 et à Savornin 217 qui est, d'autre part, l'un des auteurs de la carte géologique de Pamiers.

19. Son interprétation rejoignait celle que le géologue Leymerie avait proposée pour la vallée de la Garonne.

a glissé dans la direction opposée. Elle ne rend pas davantage compte de l'isolement, au milieu de la vallée, entre Belpech et Saverdun, d'un témoin du niveau de la Haute Boulbonne, en forme de croissant, la butte de Montaut. Celui-ci s'expliquerait aisément si, au début de la phase de creusement séparant la Haute Boulbonne de la Basse Boulbonne, l'Ariège avait coulé entre Montaut et Belpech, une autre rivière, l'Estrique, passant entre Montaut et Saverdun. Par érosion latérale, l'Ariège aurait amenuisé, puis sectionné l'interfluve la séparant de son affluent. Son déversement dans la basse vallée de l'Estrique a sans doute été favorisé par un léger pendage de la mollasse vers l'Ouest, et par deux autres faits : l'Estrique, rivière non glaciaire, avait un profil plus déprimé que celui de l'Ariège, dont l'enfoncement était retardé par sa charge d'alluvions fluvio-glaciaires; de plus, le nouveau tracé était plus direct que l'ancien.

La formation de la Plaine était d'ailleurs préparée par la concentration du réseau hydrographique dans cette région. En sus de l'Ariège, deux rivières pyrénéennes, l'Hers et le Douctouyre, y étaient rejointes par des cours d'eau de moindre importance descendus du Plantaurel, comme le Crieu, des côtes de l'Aquitaine orientale, comme la Vixiège, et du Terrefort, comme l'Estrique. Le glacier de l'Ariège fournissait à cette dernière des matériaux souvent très gros. L'érosion latérale n'en était que plus active. Les cloisons qui séparaient ces différentes rivières ont été abattues et leurs vallées confondues en une plaine unique. La forme légèrement renflée au centre des paliers des terrasses ariégeoises rend compte de la position des rivières : l'Hers en aval de Rieucros occupe la dépression latérale droite de la plaine alluviale de la Haute Boulbonne; au pied du talus qui limite cette dernière à l'O., l'Estaut est dans la même situation par rapport à la Basse Boulbonne; c'est aussi, à un niveau plus bas, la position du Crieu sur le bord droit de la grausse de Pamiers[20]. Ainsi les rivières coulent longtemps parallèle-

20. Les conditions d'établissement du Crieu ne sont pas exactement semblables à celles des autres ruisseaux de la Plaine de Pamiers. La surface de la grausse, qui n'est pas recouverte de limon, est plus irrégulière que celle des terrasses plus élevées. On y reconnaît d'anciens lits de l'Ariège, dont l'un, à l'origine, a guidé le Crieu. En outre, ce ruisseau charrie en temps de crue de grandes quantités de limon. Dès Verniolle, il a édifié sur la grausse un bourrelet renflé sur lequel il coule à un niveau légèrement supérieur à celui de la terrasse ariégeoise. De ce fait, ses crues sont très dangereuses et il a fallu l'endiguer.

ment dans la plaine, leur faisceau s'étant noué de plus en plus loin vers l'aval.

Entre Montaut et le confluent de la Garonne, l'Ariège est parallèle aux ruisseaux du Terrefort et les confluences deviennent très rares. Aussi, de 12 kilomètres dans la Plaine de Pamiers, sa largeur se réduit-elle à 4 kilomètres en aval de Cintegabelle. Entre Saverdun et cette dernière localité, l'Ariège traverse la basse plaine alluviale, passant de la dépression latérale de gauche dans celle de droite. Sur la rive droite, il subsiste par places, en particulier entre Auterive et Venerque, des lambeaux d'une terrasse de 15 mètres d'altitude relative environ, continuation probable de celle de la Basse Boulbonne[21]. Mais c'est du côté gauche que s'étagent, jusqu'au sommet des coteaux du Terrefort, la terrasse qui fait suite à celle de la Haute Boulbonne et d'autres plus élevées, d'ailleurs réduites à de petits placages alluviaux discontinus. A l'époque où elle construisait ces terrasses, l'Ariège a donc coulé, en aval de Montaut, à 6 kilomètres environ à l'O. de son cours actuel, puis elle s'est déplacée latéralement vers l'E. en même temps qu'elle approfondissait sa vallée.

Le tracé presque rectiligne de l'Ariège entre la cluse de Varilhes et le confluent de la Garonne, d'ailleurs presque exactement prolongé, en aval de Toulouse, par celui de la Garonne jusqu'au delà de Castelsarrasin, n'est donc pas primitif. Il a été obtenu au Quaternaire par des rectifications successives, parfois accidentelles et brusques, comme à Montaut, plus souvent lentement réalisées par le déplacement de la rivière de droite à gauche dans la Plaine de Pamiers, de gauche à droite en aval de Montaut, et peut-être influencé, dans ce dernier secteur, par celui de la Garonne.

c) *La Garonne.* — Entre la cluse de Boussens et le coude de Toulouse, la Garonne s'est en effet déplacée en appuyant constamment vers l'E.; l'ampleur de la migration dépasse, dans la région toulousaine, 20 kilomètres. A droite, la Garonne suit le pied des coteaux du Terrefort, dont le modelé résulte en grande partie du sapement exercé par le fleuve. A gauche s'étagent des terrasses larges chacune de plusieurs kilomètres, for-

21. Goron 132.

mant l'un des plus beaux paysages alluviaux de France[22]. A partir des plateaux d'alluvions culminantes qui séparent les collines gasconnes du Toulousain et se poursuivent en Lomagne, on descend par gradins successifs jusqu'au bord du fleuve, 170 mètres plus bas. Le remarquable parallélisme des talus entre eux et avec la Garonne montre que la forme générale du fleuve n'a pas changé pendant son glissement, sauf tout à l'amont, entre Boussens et la région de Cazères. En effet, la Garonne ne s'est pas déplacée vers l'E. par un mouvement de rotation dont la cluse de Boussens aurait été le centre fixe, à la façon d'une baguette rigide pivotant autour d'un axe. Entre Boussens et Cazères, elle s'est infléchie très rapidement vers la droite, moulant la terminaison périclinale du chaînon de Plagne, exactement comme une rivière de l'éventail gascon gênée dans sa migration vers l'O. par l'un des dômes prépyrénéens. Mais ici, le mouvement est à l'échelle du fleuve. Puis, une fois délivrée de la contrainte des roches dures, la Garonne a glissé à peu près parallèlement à elle-même.

En face du débouché de la vallée de l'Ariège, en particulier, le fleuve dessine une courbe que répète chaque talus de terrasse. On retrouve ainsi sans peine l'emplacement des confluents successifs[23]. Au cours de son glissement vers la droite, la Garonne a empiété sur la basse vallée de l'Ariège dont, aux environs de Muret, elle recoupe les terrasses, et l'a raccourcie d'une vingtaine de kilomètres. Ainsi s'explique l'ampleur exceptionnelle de la vallée de la Garonne à l'O. de Toulouse. Celle-ci a encore été accrue par des empiétements au détriment des vallées du Terrefort qui, en s'évasant dans la mollasse, tendaient elles-mêmes, comme l'a montré M. Faucher, à acquérir par coalescence une grande largeur[24]. Au débouché de celle de l'Hers, l'épointement et le fractionnement des promontoires de confluence a donné des buttes résiduelles allongées, dont la plus importante est celle à laquelle s'adosse Toulouse.

Ainsi, les déplacements des cours d'eau du réseau garonnais au Quaternaire ont eu des conséquences morphologiques no-

22. Leymerie, l'un des premiers, les a fait connaître. La meilleure étude reste celle de CHAPUT 66.

23. M. AKRAM, L'évolution de la confluence Ariège-Garonne. Etude physique. *Mélanges géogr. offerts à M. D. Faucher*, t. I, Toulouse, 1948, p. 1-8, 1 fig.

24. D. FAUCHER 121.

tables. Ils ont ménagé, dans la masse des plateaux de mollasse, des avenues qui sans eux auraient été moins larges. Ils ont contribué à l'étalement, sur les terrasses et dans les plaines récentes, des cailloutis pyrénéens et des limons qui ont donné des sols plus ou moins lessivés, mais toujours légers et faciles à cultiver, très différents des sols argilo-calcaires tenaces et compacts des Terreforts. Mais ces déplacements ne sont jamais allés jusqu'à transformer complètement la physionomie du réseau, comme cela s'est produit dans le bassin de l'Adour.

III. — Le réseau aturien.

A l'O. de Bagnères-de-Bigorre, les eaux descendues des Pyrénées ne se rassemblent pas dans un sillon sous-pyrénéen qui serait symétrique de celui de la Neste-Garonne. Les Gaves restent longtemps indépendants les uns des autres et leur réseau ne se noue, si l'on excepte la confluence d'Oloron, qu'à peu de distance de l'Océan. La marée se fait déjà sentir au confluent des Gaves de Pau et d'Oloron, et c'est seulement à Bayonne que la Nive rejoint l'Adour maritime. Cependant, les rivières pyrénéennes ne s'écartent guère de la montagne. Au N. et N.-E. du Gave de Pau, dont la direction est presque parallèle à celle des Pyrénées, il n'existe qu'un réseau local, formé par des rivières nées sur le Piémont. L'Adour fait à peine exception, car il prend sa source en avant de la crête frontière et ne rassemble que les eaux d'un tout petit secteur montagneux; ensuite, il ne reçoit plus d'affluent pyrénéen avant le Bec du Gave. L'Adour mis à part, toute la région comprise entre Gave de Pau et Arros, comme entre Arros et Garonne la Gascogne gersoise, n'est traversée par aucune rivière pyrénéenne. Mais, différence essentielle, tandis qu'en Gascogne il en est ainsi depuis le début du Quaternaire au moins, c'est tout récemment que des rivières issues des Pyrénées ont cessé de parcourir les pays situés à l'O. de l'Arros.

Le Gave de Pau sépare donc deux régions : l'une encore traversée par les Gaves au S., l'autre abandonnée par eux au N. Nous les étudierons successivement, et nous examinerons pour terminer les vicissitudes de l'Adour quaternaire.

1. Entre Pyrénées et Gave de Pau. — Dans cette région, les tracés fluviaux n'ont subi au Quaternaire que des modifications de détail, à l'exception du Gave d'Ossau.

La Nive conserve sa direction générale en passant, à Itxassou, de la montagne aux bas plateaux aplanis dans le flysch supra-crétacé. Différents niveaux de terrasses s'étagent sur les deux versants depuis la sortie de la gorge du Pas-de-Roland jusque dans la région bayonnaise[25]. La Nive s'est donc enfoncée presque sur place. C'est seulement entre Itxassou et Cambo que des changements de détail ont pu se produire. La Nive mord dans les gneiss de l'extrémité occidentale du Massif du Labourd dont elle isole, au S.-E. de Cambo, une colline portant sur la carte d'E.-M. la cote 172. Entre cette colline et celle de la Bergerie, au S. de Cambo (cote 157), s'ouvre un col emprunté par la route nationale de Cambo à Saint-Jean-Pied-de-Port. Ce pourrait être un ancien passage de la Nive, bien qu'il n'existe pas d'alluvions au col même[26]. La carte géologique représentant des alluvions anciennes (qu'elle note m^{4-3}), largement étalées entre la cote

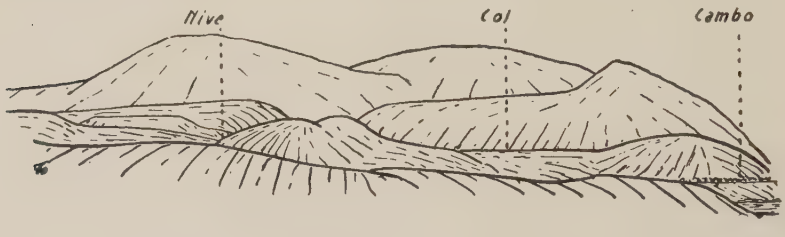


FIG. 28. — La Nive à la sortie du Pas-de-Roland.

172 et Espelette, et recouvrant jusqu'au sommet la colline de la Bergerie, on pense à une surimposition possible de la Nive sur cette couverture alluviale (*fig.* 28).

Mais celle-ci n'a pas la continuité que lui attribue la carte. Elle se réduit souvent à des placages limoneux, situés à des altitudes très variables. Sur la colline de la Bergerie, nous n'avons pu retrouver les galets de grès blanc vus par Passemard. Peut-être n'existe-t-il là, comme l'affirmait Stuart-Menteath, que des cailloux provenant des conglomérats de la base du flysch crétacé. De toutes façons, Passemard ne signale pas de cailloutis au-dessus de 157 mètres d'altitude; pour que la surimposition

25. Ces terrasses ont été étudiées par PASSEMARD **195**. Sur la carte géologique de Bayonne (2me édition), leur figuré est brusquement interrompu à 7 km. en amont de Bayonne. A partir de ce point, elles reçoivent la notation m^{4-3}, qui est absolument injustifiée.

26. Sur ce point, la 2me édition de la carte géologique de Bayonne corrige avec raison la 1re édition, où des alluvions étaient figurées au col.

ait été possible, il aurait fallu que la colline 172 soit recouverte. Malgré les apparences, la gorge située en amont de l'Établissement thermal de Cambo n'est donc probablement pas épigénique. En effet, la colline ovale cotée 172, avec son versant S.-E. raide et son versant N.-O. plus doux et tapissé d'alluvions anciennes, a la forme d'un lobe convexe de méandre. D'autre part, la présence d'alluvions sur le mamelon Berrartia[27] et sur le plateau d'Ainciandou, vers 110 mètres d'altitude, montre que la Nive a pu franchir le col emprunté par la route de Cambo à Itxassou. Pendant la phase de creusement séparant la nappe de 110 mètres de la terrasse de Cambo (70 m.), la Nive a sculpté un méandre encaissé, façonnant le mamelon 172 en lobe convexe recouvert par les alluvions d'une terrasse polygénique. Puis, le creusement s'accentuant, le méandre a été recoupé et l'ancien passage de la Nive transformé en *wind-gap*. La rivière a d'ailleurs dessiné un nouveau méandre presque au même endroit, puisque le versant N. du col a été sculpté en forme d'amphithéâtre avant la construction de la terrasse de Cambo[28].

Le Saison en aval du bassin de Tardets, le Gave d'Aspe, puis le Gave d'Oloron en aval de Lurbe sont, comme la Nive sous-pyrénéenne, accompagnés de terrasses[29]. Leur tracé n'a pas davantage varié pendant le Quaternaire. Seul le passage de la Bidouze à travers les Landes de Mixe, où elle a sculpté le méandre très recourbé du Coude, n'est peut-être pas très ancien. Trois passages s'ouvrent, en effet, à travers le crêt septentrional de la boutonnière de Saint-Palais : au N. d'Arbouet (120 m.) où se glissent le ruisseau de Louhirasse et le chemin de fer de Saint-Palais; au N. du coude d'Ilharre (même altitude); et à Bergouey (50 m.). Les deux premiers passages, étroits et encombrés de buttes, n'ont sans doute jamais été suivis que par des ruisseaux, mais celui de Bergouey est assez large pour que la Bidouze ait rejoint par cette voie le Gave d'Oloron. Ainsi

27. Non distinguées de celles de la terrasse de Cambo par Passemard.

28. De même, dans les Alpes autrichiennes, la courte gorge de l'Enns à Gross Reifling ne résulte pas d'une épigénie, comme on l'avait cru, mais du recoupement d'un ancien méandre. (E. DE MARTONNE, Problèmes de l'histoire des vallées. Enns, Salzach. *Ann. de Géo.*, VII, 1898, p. 398-402).

29. Ces terrasses quaternaires, peu étudiées jusqu'ici, sont figurées sur les cartes géologiques de Mauléon et d'Orthez (2me édition par Daguin, 1948). Les niveaux les plus élevés n'ont généralement pas été distingués les uns des autres; ils ont parfois été confondus, sous la notation p-m $^{4-3}$, avec des cailloutis réellement pliocènes ou datant du Miocène supérieur, et appartenant aux nappes d'épandage du Piémont.

s'expliquerait l'extension, sur les schistes tendres de la boutonnière, d'un niveau d'érosion se reliant, par les cols du crêt N., à la terrasse du Gave qui se termine, vers 70 mètres d'altitude, à l'hippodrome de Peyrehorade[30]. Lorsque les vallées se sont approfondies au-dessous du niveau de cette terrasse, les courts affluents du Gave-Adour ont pu reculer leur tête jusqu'à l'intérieur du bray de Saint-Palais. L'un d'eux aurait capturé la Bidouze d'autant plus aisément que celle-ci devait s'enfoncer dans les calcaires aptiens de la cluse de Bergouey, beaucoup plus résistants que le flysch; de plus, le long du Gave d'Oloron, l'érosion était également freinée par des seuils de roches dures (cluse de Sorde-Oeyregave).

Cette évolution a eu des conséquences imprévues sur le tracé d'un affluent de droite de la Bidouze, le ruisseau de Louhirasse. Né dans la boutonnière, il en sort par la cluse située au N. d'Arbouet, comme s'il allait rejoindre le Gave. Mais il se détourne vers le N.-O., laissant entre lui et le Gave la proue du synclinal de Castagnède, et se jette dans la Bidouze au Coude. Il a d'abord été un affluent de la Bidouze de Bergouey. Après la capture de cette dernière, il a suivi seul, en direction de l'actuel ruisseau de Lagabotte, affluent du Gave, la vallée qu'elle délaissait. Enfin, il a été capturé à son tour par la Bidouze. Ce sont là des événements menus, auxquels on ne saurait s'attarder davantage. Le détournement du Gave d'Ossau à Arudy a eu plus d'importance morphologique.

Entre le bassin d'Arudy et Oloron s'ouvre, en effet, dans les roches généralement peu résistantes du Crétacé supérieur (flysch supra-crétacé et schistes albiens, sous lesquels l'urgonien pointe par places et que pénètrent des filons de roches éruptives), une vallée longue de 16 kilomètres et large de 3. On y distingue deux nappes alluviales étagées, séparées par un talus taillé dans la roche en place (*fig.* 29). La plus élevée forme une terrasse large de 1 km. 500 sur le versant droit de la vallée, entre la gare de Buzy et Herrère. Entre Herrère et Oloron, elle n'existe que sur le versant gauche sous forme

30. Sur la carte géologique d'Orthez, cette terrasse n'a pas été distinguée au N. de Labastide, des alluvions plus élevées qui recouvrent les plus hautes collines. Dans la même région, le fond topographique comporte des erreurs de cote : 175 au lieu de 75 sur la route de Labastide à Came (erreur reproduite par la carte Michelin), 131 au lieu de 101 en un point situé un kilomètre plus au Sud.

d'un palier plus étroit au bord festonné par l'érosion. Elle descend de 360 mètres à la gare de Buzy à 280 mètres près d'Oloron où elle est recoupée par le Gave. Mais son profil prolongé se raccorde, par la butte de Moumour, dont le sommet ne représente plus la surface primitive de la nappe, à la haute terrasse du Gave d'Oloron. Les deux terrasses sont pareillement dégradées par l'érosion des petits ruisseaux qui les découpent, leur matériel est également rubéfié et les galets granitiques y sont entièrement décomposés. Le fond de la vallée est une plaine alluviale unie, la plaine d'Ogeu, large de 500 à 1.500 mètres. Elle se termine à Oloron à une cinquantaine de mètres au-dessus du Gave. Mais son profil en long, prolongé, se raccorde à celui de la terrasse de Sainte-Marie[31]. Cette ample vallée est une vallée morte. La plaine alluviale n'est légèrement entaillée, sur ses bords, que par les petits ruisseaux installés dans les dépressions latérales.

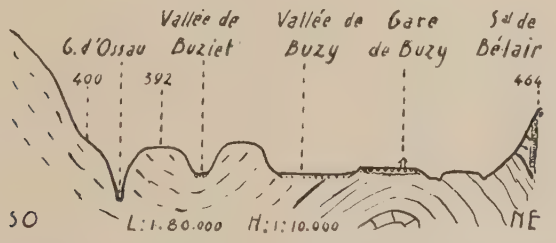


FIG. 29. — Le Gave d'Ossau. A droite, vallées fluvio-glaciaires (Buzy et Buziet); à gauche, gorge post-glaciaire. Terrains crétacés : synclinal de flysch à gauche, anticlinal à noyau urgonien à droite.

La vallée plus méridionale que suit le Gave d'Ossau entre Arudy et Oloron est, au contraire, des plus étroites. Elle débute, au sortir du bassin d'Arudy, par un canyon creusé dans le calcaire urgonien. Sa largeur, en un point, se réduit à 5 mètres entre des parois en encorbellement qui se rejoignent presque[32]. En aval, dans les schistes albiens et dans le flysch, la vallée demeure une rainure sinueuse, que n'accompagne aucune terrasse. A Clergat s'ouvre, à une soixantaine de mètres au-dessus

31. Carte géologique de Mauléon.
32. Belle photographie de MARTEL dans *La France ignorée*.

du Gave, une petite vallée dont le fond tapissé d'alluvions va se raccorder, à Buziet, à la plaine d'Ogeu. C'est une première communication entre la vallée actuelle du Gave et la vallée morte. Il en existe une seconde, beaucoup plus large, au N. d'Arudy, entre les collines de Laborde et de Bescat. Mais elle est fermée par un amphithéâtre morainique composé d'une série de bourrelets frontaux échelonnés entre Bescat et Buzy[33]. Jusqu'au dépôt de ces moraines, le Gave d'Ossau suivait donc la vallée d'Ogeu. Comme nous l'avons montré ailleurs, ces moraines recouvrent la haute terrasse à son origine, et leur nappe subordonnée (plaine d'Ogeu) s'inscrit au-dessous d'elle. Pendant le stationnement du glacier d'Ossau dans le bassin d'Arudy, une partie de ses eaux de fonte s'écoulait donc par Buzy dans la vallée d'Ogeu. (*Pl.* IV, 1.)

Mais la glace a recouvert au moins jusqu'à 575 mètres d'altitude les collines qui entourent le bassin d'Arudy, et de petites langues se sont insinuées dans les cols qui les séparent. L'une d'elles, en particulier, poussait en direction de Clergat et envoyait ses eaux de fonte dans la vallée d'Ogeu par Buziet. Peut-être, dès ce moment, leur déversement était-il amorcé en direction d'un affluent du Gave d'Aspe suivant l'axe synclinal du flysch. D'autre part, une active circulation souterraine, dans les calcaires du bassin d'Arudy, permettait d'autres écoulements, en particulier en direction de Pau où, aujourd'hui encore, ils alimentent les résurgences du Néez. Lorsque la glace a fondu dans le bassin d'Arudy, les eaux retenues par l'amphithéâtre de Buzy n'ont eu d'autre issue que ces pertes, les unes en direction du Néez, les autres vers Clergat et l'affluent du Gave d'Aspe. Ce dernier, qui ouvrait vers la profonde vallée du Gave un chemin direct, a soutiré toutes les eaux que ne dérobent pas les pertes du bassin d'Arudy, rendant définitif le divorce du Gave d'Ossau et de la vallée où, avant la fin de la dernière période glaciaire, il avait étalé ses larges nappes d'alluvions. Néanmoins, dès Oloron, tout rentre dans l'ordre, et le Gave de ce nom, formé par la réunion des Gaves d'Aspe et d'Ossau, suit une vallée dessinée de longue date. Les anciennes vallées du Gave de Pau peuvent être suivies beaucoup plus loin de la montagne, jusqu'à l'Adour landais.

---

33. Abondante bibliographie. Les études les plus récentes sont celles de Awad **35** et la nôtre **231**.

2. **Le Gave de Pau.** — L'ampleur des divagations du Gave de Pau dans la région sous-pyrénéenne est en relation avec les dimensions de son bassin pyrénéen qui a, suivant les époques, collecté des eaux abondantes ou alimenté le plus grand glacier des Pyrénées quaternaires, le seul à avoir étalé en avant de la montagne un petit lobe de piémont. En effet, une plus grande largeur du versant septentrional des Pyrénées, une forte altitude de la ligne de faîte entre Balaïtous (3.146 m.) et Munia (3.159 m), la présence de bandes synclinales de roches tendres où des vallées transversales relativement longues et amples ont pu être creusées, ont permis à la vallée du Gave de Pau pyrénéen de ne pas rester une simple gorge linéaire comme celle des Gaves béarnais, mais de s'épanouir en un réseau intramontagnard aux multiples confluences : vallées de Héas et du Bastan, encadrant le massif de Néouvielle, et surtout, sur la rive gauche, vallées des Gaves de Cauterets et d'Arrens, descendus du Vignemale et du Balaïtous.

Nous avons laissé le Gave de Pau sous-pyrénéen à l'époque où il oscillait entre N. et N.-O., étalant les alluvions du Plateau de Ger[34]. Mais la morphologie de ce Plateau est plus complexe qu'il ne paraît à un examen superficiel[35].

a) *Le Plateau de Ger.* — Lorsque de Lourdes on monte vers Bartrès, gravissant une colline schisteuse tapissée de moraine, on parvient, à la métairie de Maillous (N.-O. de Bartrès), non sur un plateau, mais sur un dos de terrain étroit et onduleux qui s'allonge en direction du grand tumulus de Pouey-majou (*fig.* 30). La formation de Lannemezan, très peu épaisse, recouvre au N. de Maillous, à 560 mètres d'altitude, les schistes crétacés. Les sommets des croupes sont jonchés de blocs tout à fait semblables, par leur aspect et leur taille, à ceux qui, sur le pédoncule du Plateau de Lannemezan, ont parfois été pris pour

34. Sur la carte géologique de Tarbes, ces alluvions sont figurées par une teinte mauve uniforme et notées m^{4-1}. Nous avons eu, après la rédaction de ce chapitre, communication des contours tracés par M^lle^ Alimen, chargée de réviser ce secteur de la carte. Ils diffèrent fort peu des nôtres. Nos avis ne divergent que sur les rapports des multiples niveaux dont la distinction s'impose, avec le glaciaire de Lourdes.

35. Suivre sur la carte morphologique. Pour la nomenclature, il serait utile de se reporter à la carte d'Etat-Major, feuilles de Tarbes et de Castelnau.

des blocs erratiques très patinés[36]. Ils se distinguent à première vue des blocs de granite des menhirs et des dolmens sous tumuli, empruntés par les hommes préhistoriques au glaciaire de Lourdes. Ces croupes sont séparées par le ravin du Mardaing, creusé dans les schistes, d'autres collines qui, au S. de la forêt d'Ossun, portent, à des altitudes voisines, quelques blocs posés sur la surface de base de la formation de Lannemezan. Elles se terminent, au N. et à l'O., par un talus dominant des niveaux plus bas et beaucoup plus réguliers.

Une dénivellation d'une quarantaine de mètres les sépare, en effet, au N. de Pouey-majou, du plateau presque parfaitement uni du Camp de Ger, formé de longues bandes alternativement sèches et tourbeuses; ces dernières se dépriment de plus en plus en direction du N.N.E. et passent, dès les environs du

FIG. 30. — Coupe à travers le Plateau de Ger, au N. de Lourdes. Echelle : 1/40.000e environ. Hauteurs quadruplées.

village de Ger, à de véritables vallées qui ne tardent pas à devenir dissymétriques. Ces ruisseaux parallèles, installés sur une surface inclinée vers le N.N.E., constituent un réseau conséquent élémentaire du type le plus pur. Le plateau qu'ils découpent se réduit bientôt à des serres qui se terminent obliquement au-dessus de la plaine de l'Adour, mais se prolongent vers le N. et le N.N.O. par des croupes effilées et des buttes résiduelles couronnées par un limon caillouteux différent de la formation de Lannemezan et probablement pontien[37]. La surface

36. Ils ont d'ailleurs été regardés comme glaciaires par LASSERRE **154** et par Mlle ALIMEN **28**. Nous avons trouvé, en compagnie de Mlle Alimen, à la surface du sol, sur le chemin de Maillous à Séreix, un gros galet plat de schiste qui semble strié sur ses deux faces. En raison des conditions de gisement du galet et de la proximité du glaciaire de Lourdes, nous ne pensons pas que la présence de ce galet sur le plateau soit une preuve de l'origine glaciaire de la formation de Lannemezan.

37. Ce terrain caillouteux se superpose en effet, aux environs de Riscle, à la mollasse marine coquillière qui commence à recouvrir, dans cette région, les calcaires et la mollasse lacustres de l'Armagnac (LEYMERIE **161**).

du plateau s'identifie-t-elle encore avec la surface des dépôts pontiens, que la formation de Lannemezan n'aurait recouverts que dans une zone étroite au bord de la montagne? Ou bien est-elle une surface d'érosion façonnée dans ces dépôts par des cours d'eau oscillant latéralement, à l'époque où se déposait à l'amont la formation de Lannemezan? La réponse diffère suivant la région du plateau que l'on examine. A l'E., le plateau du Camp et du village de Ger, ainsi que ses prolongements vers Oroix et Montaner, pourraient dériver, comme l'a suggéré P. Lasserre, d'une terrasse d'érosion taillée au détriment du cône par un cours d'eau venu de Lourdes. Le parallélisme des ruisseaux orientés vers le N.N.E., entre la vallée de l'Adour et le Larcis, serait ainsi expliqué. Mais la terrasse de Montaner est limitée à l'O. par une région plus élevée, sorte de dorsale portant une partie des enclaves haut-pyrénéennes du département des Basses-Pyrénées (Gardères, Séron, Escaunets, Villenave-près-Béarn). Son inclinaison vers le N.N.O., qui a orienté le réseau du Larcis et des Lées, semble encore conforme à celle de la surface détruite du cône de déjection pontien. Rongé du côté de l'E. par la vallée de Montaner, celui-ci a été défoncé du côté de l'O. par une autre vallée plus facile à identifier, celle de Coustalat, Limendous et Garlin.

b) *Les Gaves de Garlin et de Morlaas.* — Longue d'une centaine de kilomètres entre Loubajac (5 km. au N.-O. de Lourdes) et Saint-Sever, large de 3 à 10 kilomètres, la vallée morte de Garlin descend de 520 mètres (Loubajac) à 100 mètres environ (Saint-Sever)[38]. La nappe alluviale forme, quelques mètres ou quelques dizaines de mètres au-dessous de la surface des serres, de vastes plateaux caillouteux et plus souvent limoneux, découpés par des ruisseaux, et se terminant en certains secteurs par un talus au-dessus du palier d'une terrasse plus récente. Car cette vallée n'a pas partout conservé ses versants. Là où ils ont été détruits, l'ancienne plaine alluviale est devenue, par inversion du relief, un plateau. La destruction des versants par des rivières capables d'une érosion latérale énergique a établi des communications entre vallées voisines,

38. L'amorce de cette vallée au N. de Lourdes a été signalée par Lasserre, **154**. Entre Bretagne (feuille de Castelnau) et l'Adour, elle a été reconnue par Repelin, **210**. Nous n'avons pas eu communication des contours de Repelin, qui ont été utilisés par les auteurs de la feuille de Bayonne (Carte géologique au 320.000e) parue en 1949.

multipliant les coalescences et les diffluences (dépliant, *fig.* 31 et *fig.* 32). La vallée de Garlin est en réalité un complexe de lits fluviaux plus ou moins anastomosés, qui n'ont pas tous été parcourus en même temps par cet ancêtre du Gave de Pau que l'on peut appeler le Gave de Garlin.

Son passage est attesté, à l'O. des collines de Séreix et de Pouey-majou, par une terrasse très bien conservée, portant la cote 507 (E.-M.) et la métairie de Coustalat, à l'E. de Barlest. Vers l'amont, elle a été recouverte par la moraine du glacier de Lourdes. Vers l'aval, elle n'est séparée que par un affluent de l'Ousse du niveau des landes de Pontacq, qui la prolonge en direction de Limendous. Nous appellerons ce niveau terrasse de Limendous. Sa pente vers le N. est douce (moins de 1 %) et régulière. Il n'existe aucune pente transversale. Les seuls accidents, bien minimes, sont deux dépressions où coulent les branches supérieures du Gabas. Larges, à peine creusées, tourbeuses, elles sont chacune séparées en deux par un bombement médian occupé par le ruisseau.

Au S. de la route de Tarbes à Pau, la terrasse se confond presque avec le niveau de Ger, et la lande s'étend à la même altitude de part et d'autre de la traînée tourbeuse et marécageuse du Gabas, un moment suivie par la limite des départements des Hautes et des Basses-Pyrénées[39]. Mais aux abords du carrefour Moussu (route de Pontacq à Ger), les deux niveaux se séparent et les orientations différentes de leurs pentes se précisent, soulignées de façon très expressive par le dessin des ruisseaux et des chemins, l'orientation N.N.E. devenant presque exclusive sur le plateau de Ger, l'orientation N.N.O. sur la terrasse de Limendous. Celle-ci, large de 3 kilomètres à 3 km. 500, est désormais limitée à l'E. par le talus du Plateau de Ger, longé par le Gabas, et de plus en plus haut vers l'aval (12-15 m. près du village de Ger, 20 m. à Eslourenties-Daban[40]). En effet, le talus recoupe obliquement d'abord le plateau de Ger (vallée de Montaner), puis la dorsale, témoin probable du cône primitif. A l'O., la terrasse se termine au-dessus de la vallée morte de Pontacq dont le fond se situe 80 mètres plus bas.

On observe une légère pente transversale vers l'E., c'est-à-dire vers le Gabas, les points les plus hauts se trouvant dans la partie,

39. S. G. A. Plan au 20.000e du Camp de Ger.
40. Lasserre, **154**, figure de la page 292.

pourtant plus exposée à l'érosion, avoisinant la vallée de Pontacq. Cette pente ne résulte pas de l'érosion du Gabas, qui n'est qu'un tout petit ruisseau occupant, au pied du talus du Plateau de Ger, la dépression latérale droite d'une plaine alluviale légèrement bombée en son milieu. On pourrait supposer que la moitié orientale de l'ancienne plaine a été seule conservée, l'autre ayant été en grande partie détruite par le creusement de la vallée de Pontacq. En effet, le versant gauche de cette vallée porte, au niveau de la terrasse de Limendous, un ressaut étroit et discontinu, formant de petits plateaux bien conservés, non figurés sur la carte d'E.-M., à l'E. de Saint-Vincent (cotes 475 et 457 E.-M.), à Labatmale (métairie de Palengat) et au-dessus des landes de Garue et de Loubous (Bois de Saucède). Si ces lambeaux ont été détachés de la terrasse de Limendous par le creusement de la vallée de Pontacq, la vallée du Gave de Garlin aurait eu, dès Pontacq, plus de 8 kilomètres de largeur.

Mais cette vallée si large résulte plutôt de la coalescence de deux vallées voisines. Car, en direction du N., les deux vallées mortes du Gave de Pontacq et du Gave de Garlin cessent bientôt d'être séparées seulement par une différence de niveau. Une serre allongée, dont la proue est signalée par le clocher de Serres-Morlaas, s'interpose entre elles. Son sommet plat, aux environs de Maison-Blanche, est assez bien conservé pour qu'on puisse y reconnaître le niveau représenté, de l'autre côté de la vallée morte du Gave de Garlin, à Sedzère. De plus, celle-ci, située dans le prolongement de la terrasse de Limendous, au N.-E. du village d'Andoins, est séparée d'un autre niveau, celui de Morlaas, par une dénivellation de 20 à 30 mètres, sorte de talus très dégradé par l'érosion des affluents du Gabas et du Luy de France. Entre Andoins, bâti sur ce talus, et Serres-Morlaas, se déprime un col large de 1 km. 500, *wind gap* échancrant le versant droit de la vallée de Pontacq au-dessus de la partie méridionale des Landes du Pont-Long. Ce col est à l'origine d'une nouvelle vallée morte, qui s'allonge de Morlaas jusqu'au delà d'Hagetmau, et où coulent le Gabas, le Louts et le Petit-Bas.

D'après M. Lacoin, les deux vallées de Garlin et de Morlaas auraient été creusées par un ancien Gave d'Ossau[41]. Les constructions du Gave de Pau ne dépasseraient guère, du côté

41. Lacoin 150.

du N., le parallèle d'Ossun, et tout le système alluvial du Plateau de Ger s'enracinerait dans la vallée d'Ossau. Le tracé du Louit, orienté S.S.O.-N.N.E., serait la preuve de cette origine. Mais le Louit n'est que le plus occidental des ruisseaux du Plateau de Ger, qui s'élève doucement en direction de Lourdes. De plus, il n'existe pas trace des anciens passages du Gave d'Ossau vers le N.-E., figurés sur la carte hors-texte de l'ouvrage de M. Lacoin. Sans doute des cols assez bas, comme celui de Lacoste (entre Ousse et Bordes), échancrent-ils la serre qui s'allonge de Mourle à Bizanos, mais aucun n'est assez large pour avoir été emprunté par la rivière de Garlin. Difficulté plus grave : le réseau actuel, du Gabas au Gave de Pau, est perpendiculaire aux écoulements supposés par M. Lacoin, qui laisse inexpliquée cette nouvelle orientation. Enfin, les tracés de cet auteur sont incompatibles avec l'extension vers le N.-O. des dépôts de piémont en bordure des Pyrénées des Gaves. Si le col d'Andoins a livré passage au Gave de Morlaas, celui-ci venait de Lourdes par Pontacq.

C'est pourquoi la serre de Serres-Morlaas n'est peut-être que la partie conservée d'un interfluve séparant deux vallées primitivement distinctes. La plus occidentale, sur l'emplacement de la vallée de Pontacq, ouvrait un chemin plus direct vers la mer, aussi a-t-elle peu à peu attiré à elle toutes les eaux venues de Lourdes. Le déversement du Gave de Limendous-Garlin dans celui de Morlaas-Hagetmau sans doute a été progressif, car les ruisseaux de la terrasse de Limendous ne subissent aucune déviation en passant sur celle de Morlaas. Seul le Luy de France, au N. d'Andoins, et les deux petits affluents qui coulent au pied de Serres-Morlaas indiquent, par leur orientation S.-N., la direction du bras diffluent.

Diffluences et coalescences se multiplient vers le N., dans le Tursan et l'E. de la Chalosse, où la vallée de Garlin n'est plus que l'élément principal d'un réseau anastomosé. A Claracq, à 20 kilomètres au N. de Serres-Morlaas, une autre serre dresse, en effet, sa proue au milieu de la vallée et la divise. Le Gabas, qui, depuis Bretagne, avait quitté la dépression latérale droite pour une position à peu près centrale, longe désormais le bord occidental de la serre. Le plateau de Rieupeyrous, Escoubès, Sévignac et Carrère, limité à l'E. par les hauteurs de Cosledaa, se prolonge vers Garlin, tandis que le plateau de rive gauche

Fig. 32. — Bloc-diagramme du Piémont du Gave de Pau. — Echelle : à l'avant, 1 : 1/200.000e; à l'arrière, 1 : 1/400.000e. Hauteurs quintuplées. Sud en haut.

A, Lande d'Agès; — Ai, Aire; — Am, Amou; — Ga, Garlin; — H, Hagetmau; — L, Lescar; — Lo, Lourdes; — M, Morlaas; — Mo, Pouy de Montsoué; — Mu, Mugron; — O, Orthez; — P, Pau; P-L, Pont-Long; — R, Riscle; — S-S, Saint-Sever; — T, Tarbes.

De l'Est à l'Ouest : Rivière d'Adour, Plateau de Ger, vallée de Garlin, vallée de Morlaas et d'Hagetmau, vallée du Pont-Long, vallée actuelle du Gave.

En Chalosse, dôme évidé de Bastennes-Gaujacq (au N. d'Amou), et réseau jurassien de l'anticlinal d'Audignon.

(Lasclaveries, Auriac, Lalonquette) se poursuit, entre les hauteurs d'Arzacq et celles de Claracq qui s'élargissent au N. dans le Tursan, pour former la vallée d'Hagetmau (Landes d'Agès).

A 5 kilomètres au S. de Claracq, de l'autre côté de la vallée d'Hagetmau, le bourg de Thèze est la figure de proue d'une nouvelle serre, qui se résout en une file de buttes-témoins, mais ne laisse aucun doute sur la réalité d'une autre diffluence : le *doab* d'entre Gabas et Luy de France se poursuit à l'E. de la serre de Thèze, tandis que le Luy de France et le plateau qu'il isole sur sa rive gauche passent à l'O. (*fig.* 32).

La serre, étroite et mince, porte Arzacq et se termine au N. de Mant par un cap où un moulin à vent se dressait autrefois au-dessus d'un paysage immense : les plateaux du Luy de France et ceux du Gabas, séparés à Thèze, se rejoignent ici et se confondent dans les landes d'Agès. A Hagetmau, ils ne sont plus dépassés que de quelques mètres par les croupes résiduelles des interfluves.

A l'E. des collines argilo-sableuses du Tursan, la vallée de Garlin s'épanouit aussi jusqu'à l'Adour (sa largeur dépasse 7 kilomètres entre Miramont et Projan), tandis que les coteaux qui la limitent vont s'abaissant et s'amenuisant. Miramont domine encore d'une quarantaine de mètres la terrasse de Garlin. Au N. des collines du Tursan, que la terrasse enveloppe par une grande courbe qu'elle dessine vers le N.-O., ces limites s'effacent. Les cailloutis de la terrasse couronnent le coteau de rive gauche de l'Adour depuis le confluent du Larcis jusqu'en aval de Saint-Sever. Au S. de cette ville, elle forme un plateau régulier, large de plus de 6 kilomètres, au-dessus duquel se dresse la butte-témoin du Pouy de Montsoué[42]. Vers Montaut et Mugron, le creusement des vallées a presque partout ramené la surface du pays au-dessous du niveau de la nappe de Garlin, dont il ne reste que des témoins isolés et plus ou moins remaniés, sur les points les plus hauts, dans la région où elle était rejointe par le bras venu par Hagetmau.

Ainsi, les nappes alluviales dont le faisceau se noue au sommet du Plateau de Ger, s'épanouissent en gerbe en Chalosse, indiquant un déplacement progressif de l'écoulement en direction du N.-O. Elles sont formées par plusieurs mètres de cailloux roulés pyrénéens, qui atteignent parfois la grosseur de la tête

42. Daguin 78.

à plus de 100 kilomètres du bord des Pyrénées; ils sont généralement recouverts par 1 à 2 mètres de limon très lessivé ou par du sable. La coupe du vallon de Ladournau, sur le chemin d'Hagetmau à Saint-Cricq, montre, sous 1 m. 50 de limon jaune, veiné de gris, 8 mètres de galets, tantôt quartzeux, tantôt granitiques complètement décomposés, disposés d'une manière très irrégulière, de façon à présenter assez souvent leurs plus larges faces dans le sens vertical[43]. Palassou avait déjà remarqué qu'aux environs de Morlaas les granites sont convertis en une argile jaunâtre et se réduisent en général plus aisément en sable que les granites roulés et décomposés du Pont-Long, « comme s'ils étaient d'une date plus ancienne[44] ». La remarquable ampleur de ces vallées qui, malgré les diffluences successives, augmente vers l'aval et donne à certaines nappes une forme en tromblon, l'amenuisement progressif des interfluves jusqu'à leur disparition totale en Chalosse, posent d'autres problèmes.

La concavité de leurs profils en long est très peu marquée, et leur pente moyenne, 2,5 ‰ entre Morlaas et Saint-Sever, est très voisine de celle du Gave de Pau entre Bizanos et Orthez. Ces terrasses, auxquelles leur perméabilité a souvent valu une excellente conservation, ont un profil en travers convexe, indiquant un remblaiement. C'est pourquoi les ruisseaux sont relégués dans les dépressions latérales, approfondies en « vallées jumelles »[45]. Mais, lorsque la terrasse est large, d'autres ruisseaux prennent naissance à sa surface et la subdivisent en plateaux allongés (ruisseau du Brousseau sur la terrasse de Garlin, Louts sur celle d'Hagetmau).

La grande largeur des vallées et leur médiocre profondeur, la faible concavité des profils en long et la convexité des profils en travers, l'amenuisement des interfluves indiquent la prédominance de l'érosion latérale sur le creusement vertical, ce qui s'accorde bien avec la taille des galets, de l'ordre du décimètre jusqu'à une centaine de kilomètres de la montagne, et leur disposition désordonnée. Après l'étalement du cône de Ger, le Gave de Pau ne s'est donc pas fixé tout de suite dans une vallée profonde. Lorsque des vallées ont commencé à se creuser aux

43. Jacquot **147**, 2me partie, pp. 450-452.
44. Palassou **190**.
45. Lacoin **150**.

dépens des dépôts accumulés à la fin du Tertiaire, les déplacements latéraux ont continué quelque temps. Aussi les sommets plats des serres les plus élevées sont-ils les seuls témoins de la surface d'accumulation du Piémont. Les oscillations du Gave de Garlin et de ses bras diffluents lui ont substitué les larges plateaux, obsédants de régularité, de la Chalosse et du Tursan. Ces plateaux s'arrêtent brusquement au-dessus de la vallée de l'Adour. Désormais, le problème du tracé de l'ancien Gave de Garlin ne peut être séparé de celui du tracé de l'Adour. Avant de l'aborder, nous décrirons les plus récents tracés du Gave de Pau.

c) *Le Gave de Pontacq.* — La vallée de Pontacq représente un tracé du Gave de Pau plus occidental que les précédents. Elle s'allonge depuis le bassin de Lourdes jusqu'aux abords de Dax, en passant par les landes du Pont-Long et celles qui s'étendent au S. d'Amou. Elle était déjà esquissée, au moins dans sa partie méridionale, lorsque le Gave coulait au niveau de Palengat et d'Andoins. Creusée plus profondément que les vallées antérieures du Gave, elle conserve cependant quelques-uns de leurs caractères : dans la région de Pau, elle s'est élargie par coalescence avec une vallée voisine, tandis que vers l'aval l'écoulement s'est fait quelque temps par deux bras diffluents, l'un vers Dax, l'autre suivant la vallée du Gave actuel. La coalescence de Pau divise la vallée en deux parties : la vallée de Pontacq proprement dite à l'amont, la vallée d'Amou à l'aval.

Dans la vallée de Pontacq, la carte géologique de Tarbes figure trois nappes alluviales : la plus ancienne (a^{1a}) est représentée à l'O. de Pontacq dans la moitié gauche de la vallée seulement, puis à partir de Livron, de part et d'autre de l'Ousse. Elle se poursuit par la terrasse du Pont-Long, au bord de laquelle Pau aligne sa façade monumentale. Une seconde nappe (a^{1b}) n'existerait que par places. Enfin, le long de l'Ousse, des alluvions plus récentes, notées a^{2-1} au voisinage des moraines, puis a^2 en aval de Pontacq, formeraient un ruban plus large en amont qu'en aval et bizarrement étranglé aux environs d'Espoey.

L'étude du terrain permet de préciser et d'interpréter les indications de la carte (dépliant, *fig.* 33 et 34). Il existe au fond de la vallée morte deux séries de nappes, l'une antérieure aux moraines de Poueyferré (a^{1a} de la carte), l'autre formée par deux terrasses issues des vallums de Poueyferré et convergeant

vers l'aval (a^{2-1} et, pour partie, a^2 de la carte). La terrasse supérieure est représentée entre Loubajac et Barlest, à l'O. de la route nationale de Lourdes à Pontacq, par de petits replats souvent empâtés de moraine. A partir de Barlest, elle se poursuit sous la forme d'un plateau régulier, séparé du palier où court la route par un talus assez dégradé, haut de 3 à 4 mètres seulement. Le palier de la route se termine à son tour par un talus plus frais, haut de 5 à 6 mètres, au-dessus de la plaine de l'Ousse.

Le matériel des deux nappes est visible dans de petites carrières ouvertes par les paysans pour extraire du sable. Les alluvions du niveau supérieur sont fortement rubéfiées, avec des galets généralement gros (30 cm. de diamètre) et très altérés : tous les granites sont réduits en une arène qui fait l'objet de l'exploitation; les schistes sont généralement en piteux état; seuls les quartz et les quartzites demeurent durs. Les deux séries d'alluvions restent distinctes tout le long de la vallée de l'Ousse jusqu'à Bizanos. Entre Barzun et Livron, par exemple, au bord de la route tracée sur le plus élevé des niveaux de la série récente, les granites, bien qu'altérés, sont encore durs, tandis que la grande sablière, ouverte au N. de Livron dans la nappe ancienne, montre une formation beaucoup plus rubéfiée où les granites, tous décomposés, se laissent couper comme du nougat.

Ce vieux matériel constitue le soubassement de la vaste terrasse d'Hours et de Lucgarrier, où il est recouvert par une épaisse boulbène blanchâtre. Les landes de Garue et de Loubous sont des solitudes qui n'ont rien à envier à celles du Plateau de Ger ni à celles du Pont-Long qui les continuent vers le N.-O. Des ruisseaux parallèles à l'Ousse égouttent ces plateaux spongieux. Leurs vallées, marécageuses à leur origine, s'approfondissent peu à peu et séparent des landes plus sèches où apparaissent cultures, fermes et bientôt villages (Hours, Lucgarrier). L'érosion de ces ruisseaux est en rapport avec l'encaissement de l'Ousse : tandis que près de Pontacq la dénivellation entre les deux séries de nappes est peu apparente, elle atteint une quinzaine de mètres au N. de Livron et 30 mètres au N. de Lucgarrier.

Dans sa partie amont non érodée (landes de Garue et Loubous), la terrasse ancienne conserve un profil en travers légèrement

convexe. Le ruisseau de Labatmale se traîne dans la dépression latérale de gauche, l'Ousse occupant celle de droite. Au N. de Livron, celle-ci traverse obliquement la terrasse ancienne qui, à partir de Soumoulou, existe des deux côtés de l'Ousse[46]. La basse vallée de l'Ousse, entre Soumoulou et Bizanos, s'enfonce de plus en plus au-dessous de la terrasse du Pont-Long dont le matériel, épais d'au moins 10 mètres, est visible dans les multiples carrières entaillant le versant septentrional (Ousse, Lée, Idron). Les galets, moins gros que dans la vallée de Pontacq, sont tout aussi altérés, et le matériel est toujours caractérisé par sa couleur ferrugineuse.

La vallée de Pontacq a donc été parcourue par deux gaves successifs : celui qui, ayant apporté les alluvions anciennes de la terrasse de Garue et Loubous, coulait à travers le Pont-Long; le gave fluvio-glaciaire qui a déposé les alluvions récentes du fond de la vallée et rejoignait à Bizanos la vallée du Gave actuel. Le tracé de ce dernier avait été préparé par la coalescence de Pau.

En effet, la serre qui sépare les vallées de Pontacq et du Gave de Pau s'interrompt, dans la région de Pau, sur une longueur de 18 kilomètres. Au droit de cette coupure, les landes du Pont-Long dessinent sur la carte une sorte de hernie, comme si la vallée de Pontacq s'était dilatée jusqu'à la vallée du Gave. Le Pont-Long atteint, aux environs de Pau, sa plus grande largeur uniquement par l'effacement des coteaux de rive gauche, ceux de rive droite gardant leur orientation rectiligne vers le N.-O. Les coteaux de la serre qui s'effile vers Bizanos semblent avoir été amenuisés par l'érosion latérale d'une rivière orientée vers l'O., suivant le tracé de l'Ousse; ceux de Beyrie ont au contraire été sapés par une rivière coulant du S. au N., direction suivie actuellement par l'Ayguelongue et le ruisseau de l'Uzan[47].

---

46. Sur la carte géologique de Tarbes, la notation a^{1a} est attribuée par erreur à la plaine d'Espoey, située au niveau de l'Ousse et formée par des alluvions de faciès très frais. Il n'existe pas d'étranglements de la plaine de l'Ousse à Espoey.

Depuis la rédaction des paragraphes qui précèdent, Mlle ALIMEN a publié sur « les formations glaciaires et fluvio-glaciaires de la vallée de l'Ousse » une note (*B. S. G. F. 20* (1950) 107-120, 3 fig.) dont les conclusions, obtenues par des méthodes différentes, s'accordent en général avec les nôtres. [Ajouté en cours d'impression.]

47. Ce paragraphe et les suivants doivent beaucoup aux observations de M. Enjalbert, avec qui nous avons visité la coalescence de Pau.

Ces derniers sont des ruisseaux jumeaux installés dans les dépressions latérales d'une vallée morte, large de 1 km. 500 au pied des coteaux de Beyrie, et profonde d'une trentaine de mètres au-dessous du niveau du Pont-Long. A l'origine de cette vallée, au N. de Lescar, un col (*wind gap*) échancre le coteau du Gave. L'analogie avec le col d'Andoins et l'origine de la terrasse de Morlaas est frappante, le Pont-Long étant, à un niveau plus bas, l'homologue de la terrasse de Limendous et de Garlin. Que des érosions se soient produites dans cette région au détriment du Pont-Long, le fait est attesté par la pente transversale exceptionnellement forte du Pont-Long au S.-O. de l'Ossère (Ousse du Bois, E.-M.) : on descend de 230 mètres au bord de ce ruisseau à 200 mètres à Pau. On constate en même temps que les alluvions caillouteuses, épaisses en général d'au moins 10 mètres, ont été presque entièrement enlevées : près de Lescar, l'argile rouge et jaune du soubassement de la terrasse affleure à la surface du sol (dépliant, *fig.* 35). Pareille dénudation n'a pu être opérée par les petits ruisseaux du Pont-Long. Ceux qui se jettent dans le Gave ont incisé dans le talus de courts ravins, comme celui du Hédas à Pau, mais ils ont à peine entamé le plateau protégé, dans ce secteur, par une cuirasse de lourds galets que seuls de violents courants pourraient déplacer.

D'où venait donc la rivière qui empruntait le col de Lescar? Vers l'amont, toute trace d'une terrasse accordée au niveau de Lescar semble avoir été effacée dans la vallée du Gave de Pau, en raison de l'approfondissement de cette vallée et de son élargissement particulièrement important, au débouché des défilés pyrénéens, dans la plaine de Nay. Mais dans la vallée de l'Ouzom, une terrasse, dont le profil semble se raccorder à celui de la vallée de Lescar, a été d'autant mieux conservée que l'Ouzom, abandonnant la direction de Nay, s'est déversé dans la vallée du Gave : c'est la terrasse d'Asson[48].

En aval de Lescar, l'ancienne vallée se divise : au S. de la serre de Beyrie-Bélus, la terrasse de Labastide, Mont et Castetis

48. Sur la carte géologique de Tarbes, cette terrasse est confondue, sous la notation *m* 4-1, avec les argiles à cailloux roulés du Lannemezan couronnant, 60 m. plus haut, les coteaux voisins. Cette erreur a conduit certains auteurs à parler d'un cône de l'Ouzom, contemporain de celui de Lannemezan, tandis qu'en réalité l'Ouzom s'est installé dans l'intervalle de deux cônes, à la façon de l'Arros.

fait pendant à la terrasse d'Hagetaubin, située au N., à la même altitude, dans le prolongement de la vallée de Pontacq, et réentaillée par le Luy. La proue de la serre de Beyrie ressemble à celle de Serres-Morlaas et sépare deux vallées diffluentes légèrement creusées au-dessous du niveau de Pont-Long.

Ce dispositif s'explique aisément. L'Ouzom était sans doute un affluent du Gave de Pontacq, l'ancienne confluence se plaçant au N. de Meillon. Les eaux descendues du bassin montagnard du Gave de Pau par Lourdes et Pontacq et celles du bassin de l'Ouzom s'écoulaient par la vallée d'Amou[49]. A l'emplacement de la vallée actuelle du Gave de Pau en aval de cette ville n'existait problablement que la vallée d'un Gave d'Orthez, formé par la réunion des cours d'eau descendus de l'ancien cône d'Ossau et recevant peut-être, en outre, une partie des eaux recueillies par le bassin montagnard du Gave d'Ossau, détournées vers Pau et Orthez par des pertes dans les calcaires du bassin d'Arudy. Un col séparait la tête du Gave d'Orthez de la région de confluence Ouzom-Gave de Pontacq.

Le confluent semble avoir émigré vers l'aval, le point extrême de ce déplacement étant marqué par les coteaux de Beyrie. Cette migration, faisant reculer la ligne de partage avec la vallée du Gave d'Orthez au détriment de cette dernière, a rendu possible le déversement d'une partie des eaux du Gave de Pontacq dans le Gave d'Orthez : c'est le stade marqué par la diffluence de Lescar. Le tracé par Orthez a fini par l'emporter parce qu'il est plus direct et surtout parce que l'invasion du bassin de Lourdes par un lobe glaciaire est venue bouleverser du côté de l'amont les conditions de l'écoulement, donnant au Gave un tracé encore plus occidental, en direction de Nay.

d) Le glaciaire de Lourdes et l'adoption du tracé actuel du Gave de Pau[50]. — La vallée de Pontacq est séparée du bassin de Lourdes par un amphithéâtre morainique en forme de fer à cheval, dont les branches, appuyées sur les versants schisteux de la vallée, montent beaucoup plus haut que la partie centrale. Celle-ci, immédiatement au N. du village de Poueyferré, a été

---

49. Cette vallée rejoint celle de l'Adour au S. de Dax et sera étudiée avec cette dernière.

50. On trouvera une étude détaillée des dernières vicissitudes du Gave de Pau dans Lasserre, **154**, et dans notre article **231**. La belle monographie de Martins et Collomb (**170**) reste fondamentale.

écrétée par la poussée d'une petite langue de glace dont les eaux de fonte ont sculpté de petits méandres encaissés dans le cône de transition. A l'exception de ce créneau, aucune brèche n'entame le vallum, dont le versant interne, aménagé en terrasses pour les cultures, domine le fond plat et marécageux d'une dépression intérieure, limitée du côté de Lourdes par d'autres bourrelets qui sont des moraines de retrait. (*Pl.* IV, 2.)

Trois autres vallées sont issues du bassin de Lourdes, celle de Peyrouse, suivie par le Gave actuel, celle d'Adé-Ossun, symétrique de la vallée de Pontacq par rapport au plateau de Ger, et celle de Lézignan-Orincles, symétrique de la vallée du Gave (dépliant, *fig.* 36). Entre elles s'intercalent des vallées secondaires, celle du Lac de Lourdes entre vallée du Gave et vallée de Pontacq, celle de Bourréac-Paréac entre vallée d'Adé et vallée de Lézignan. C'est donc un éventail de six vallées qui se déploie au N. de Lourdes, sans compter les vallées plus anciennes, au tracé également divergent, que nous avons décrites à des niveaux plus élevés. Toutes renferment des nappes d'alluvions se raccordant, comme celle du fond de la vallée de Pontacq, au moraines de Lourdes. (*Pl.* IV, 3.)

Celles-ci couvrent un vaste demi-cercle dont Lourdes occupe à peu près le centre, et dont la circonférence passe par Peyrouse, le N. de Loubajac et d'Adé, et le village d'Orincles. Toutes les collines sont empâtées par de la moraine ou jonchées de blocs anguleux souvent énormes (plusieurs mètres cubes) provenant du bassin montagnard du Gave de Pau (granites du Massif du Vignemale). La glace s'est étalée en un lobe de piémont large de près de 15 kilomètres.

Sur l'ancien cône de Ger, remanié par le Gave de Garlin puis abandonné par lui, s'étaient installés des ruisseaux au tracé divergent, dont les vallées ont guidé les langues de glace[51].

51. Pour M. Lasserre, les langues glaciaires auraient élargi, sur l'emplacement des vallées d'Adé, Lézignan et Peyrouse, les sillons creusés par de petits ruisseaux coulant vers Lourdes et opposés par leur tête aux ruisseaux divergents du cône. Cette disposition, actuellement réalisée dans la vallée d'Adé et dans celle du lac de Lourdes, résulte au contraire du barrage constitué par les moraines frontales. Avant la glaciation, ou les glaciations (M. Lasserre en admet deux), le bassin de Lourdes n'était pas encore creusé et ne pouvait être un centre d'appel pour les eaux. En revanche, le Gave de Pontacq recevait peut-être des affluents venant de Lézignan et de Peyrouse, et opposés par leur tête l'un à un affluent de l'Echez, l'autre à un affluent de l'Ouzom. L'hypothèse de M. Lasserre, plausible pour ces derniers seulement, n'est cependant pas nécessaire.

Celles-ci, lors de la décrue glaciaire, se sont individualisées dans les vallées rayonnantes de l'ancien cône, approfondies et élargies dès l'époque de la progression glaciaire parce que la glace y était plus épaisse que sur les interfluves, mais aussi progressivement creusées d'aval en amont par les eaux de fonte des langues en retraite.

Creusement et accumulation ont été actifs surtout dans la vallée d'Adé-Ossun située dans l'axe de la vallée montagnarde du Gave. La vallée de Pontacq n'a plus été parcourue par les eaux de fonte après le dépôt du vallum de Poueyferré; celle d'Adé, après l'édification du vallum extérieur de Saux, situé à la même distance de Lourdes que celui de Poueyferré et sans doute son contemporain. Des vallums ont été abandonnés aussi dans les autres vallées : à Orincles, à l'E. de Paréac, à Lézignan (vallée de Lézignan et vallée diffluente de Bourréac-Paréac); dans la vallée du Lac qui semble occuper une dépression entre deux vallums; dans celle de Peyrouse.

Les vallées de Lézignan et de Peyrouse, beaucoup moins encombrées de moraines que celles de Pontacq et d'Adé, à cause de leur direction perpendiculaire à celle des courants de glace principaux, ont désormais livré seules passage aux torrents pro-glaciaires. Il a existé peut-être simultanément un Gave de Pau par Pau et un Gave de Pau par Orincles et Tarbes. (*Pl.* IV, 3.)

Ainsi, à l'époque où la fusion ramenait le glacier des positions avancées de Poueyferré, Saux, Arcizac, jusque dans le bassin de Lourdes entouré par les moraines d'Arrivet et du Marcadau, les vallées mortes de Pontacq et d'Adé avaient cessé de s'approfondir, tandis que les eaux de fonte continuaient à creuser les vallées de Peyrouse et d'Orincles, cette dernière aux dépens de la nappe d'Ossun. Le stationnement du glacier dans le bassin de Lourdes s'est accompagné de la construction de vallums et d'un ralentissement ou d'un arrêt momentané de la fusion, entraînant le remblaiement partiel des vallées d'Orincles-Juillan et de Peyrouse. La belle plaine de Lézignan, nappe subordonnée du vallum du Marcadau, se poursuit par la nappe de Juillan, d'abord emboîtée dans celle d'Ossun, puis finissant par se confondre avec elle aux environs de Talazac.

Le vallum de Saux a barré à son tour cette vallée. Désormais, les eaux du glacier en retraite vers Argelès, où il a laissé de

petites moraines, n'ont plus trouvé que l'exutoire de Peyrouse, conduisant vers l'Ouzom et la plaine de Nay dans laquelle le Gave tend aujourd'hui à creuser son lit. Le réseau actuel est dès lors constitué.

3. **L'Adour.** — Une des conséquences de la pénétration du glacier du Gave de Pau sur le piémont lourdais a été de permettre le déversement, dans la vallée de l'Adour, d'une partie importante de ses eaux de fonte. Par Adé et Ossun d'abord, puis par Lézignan et Juillan, l'Adour a reçu longtemps le renfort d'un gave venu de Lourdes. Ainsi s'explique la disproportion entre la largeur de la vallée sous-pyrénéenne de l'Adour, appelée Rivière d'Adour, et la médiocrité des cours d'eau qui la parcourent. Comme dans le réseau garonnais, des coalescences lui ont donné sa physionomie actuelle, sans modifier son tracé général.

a) *La Rivière d'Adour.* — Longue de 40 kilomètres entre Odos et Hères, large au plus de 12, elle résulte en effet de la coalescence des vallées de l'Adour, de l'Echez et du Gave d'Adé. Trois buttes alignées dans le sens de l'écoulement témoignent, près de Louey, du fractionnement progressif de la croupe qui séparait les deux dernières vallées (dépliant, *fig.* 37). Celles-ci recoupent obliquement des couches de résistance inégale, plongeant au N., et pénétrées de roches intrusives dures (ophites). La cloison était donc hétérogène. Il n'en subsiste que les parties les plus solides : le versant N. de la butte de Lanne correspond à un accident triasique, celle de Louey est une bosse d'ophite, celle de Juillan un élément monoclinal taillé dans les poudingues de Palassou[52].

Par l'effet de l'érosion latérale des torrents fluvio-glaciaires, les trois vallées convergentes se sont confondues en une seule par fractionnement et recul des éperons de confluence (dépliant, *fig.* 38). A l'Ouest, la vallée est bordée par le plateau de Ger, en pente vers le Nord-Est. Les ruisseaux du plateau arrivent donc obliquement, déterminant une série d'indentations. Dans l'intervalle, les fragiles pointes, rongées d'un côté par les ruis-

52. Cette butte est notée *m* $^{4-3}$ sur la carte géologique de Tarbes. Les tranchées creusées pendant la guerre ne laissent aucun doute sur la nature véritable de la roche : la butte est un témoin de la bande de poudingues reliant les affleurements d'Hibarette et ceux d'Ossun.

seaux du plateau, sapées de l'autre par les torrents proglaciaires armés de galets, ont souvent été emportées, en particulier dans la partie amont de la vallée, où l'érosion latérale était le plus active. Ainsi s'explique le brusque élargisssement d'Ossun. Ce redan correspond à la coalescence de la basse vallée du Mardaing avec celle du Gave d'Adé. Il s'en est fallu de peu que la cloison séparant le Mardaing de la rivière suivante, le Souy, n'ait été elle-même emportée. Déjà l'érosion, progressant dans les marnes lutétiennes, avait ouvert le col emprunté par la route d'Ossun à Pontacq, menaçant d'isoler au Nord l'élément de côte bartonienne qui porte le Camp de César, et d'en faire une deuxième butte de Juillan. Le Plateau de Ger a ainsi été grignoté feuille par feuille, comme un artichaut.

A l'Est de la Rivière d'Adour, les prolongements septentrionaux du Plateau de Cieutat sont découpés par des ruisseaux parallèles à l'Echez et à l'Adour; il en est résulté de longues serres très étroites, plus fragiles encore que les lanières obliques du Plateau de Ger. L'érosion latérale du Gave-Adour les a emportées l'une après l'autre : celle du ruisseau de Barbazan, sur presque toute sa longueur, puis celle de l'Ousse, dont l'extrémité surbaissée et fractionnée se recourbe vers l'Est de façon caractéristique, celle de Loules, celle de l'Estéous enfin, dont la butte-témoin de Lafitole atteste qu'elle se prolongeait 12 kilomètres au delà de sa terminaison actuelle (dépliant, *fig.* 39).

La topographie de la serre d'entre Estéous et Arros et celle de la vallée de l'Arros permettent de reconstituer les étapes de cette évolution morphologique. La migration latérale des rivières vers l'Est accélère la réduction des éperons de confluence (celui d'entre Arros et ruisseau de Fréchède, au Sud de Villecomtal) et conduit au fractionnement des serres en buttes allongées (celle de Jacque-Marseillan), fractionnement préparé, sur les versants longs, par les ruisseaux parallèles qui les découpent; les têtes de ravins sont détruites par le recul du versant opposé qu'échancrent des *wind gaps*, sortes de valleuses à rebours. Lorsque le col est assez bas, comme celui du Placot (Est de Maubourguet), qui domine d'une dizaine de mètres seulement la plaine de l'Estéous, le torrent fluvio-glaciaire peut s'y déverser, élargissant la brèche avant d'emporter les derniers restes de la cloison, comme il l'a fait entre

Lacassagne et Lafitole. Le travail de sape des torrents proglaciaires est ainsi préparé par l'érosion des ruisseaux du Piémont : il consiste à abattre les dernières cloisons d'un relief déjà très fractionné.

L'érosion latérale est d'autant plus active dans une roche déterminée (ici une mollasse particulièrement ébouleuse) que la pente longitudinale et la pente transversale du lit sont fortes. Cette dernière dépend de l'abondance et du calibre des alluvions, qui forment un bombement médian rejetant le courant sur les bords du lit. Ce bombement s'aplatit vers l'aval, à mesure que les matériaux, amenuisés par usure, sont plus fins. La pente longitudinale diminue dans la même direction, si bien que l'érosion latérale devient de moins en moins énergique. Ainsi s'explique l'effilement vers le Nord de la plaine, réduite à une largeur de 4 kilomètres entre Hères et le confluent de l'Arros.

L'élargissement de la Rivière d'Adour par le travail conjugué de l'Adour et d'un gave lourdais plus puissant que lui, permet de comprendre pourquoi on ne trouve pas, sur les versants de cette ample vallée, de terrasses étagées comme dans la plupart des autres vallées sous-pyrénéennes. Si celles-ci y ont existé, elles avaient été construites par l'Adour seul, aux époques où le Gave de Pau passait par Garlin, puis par Pontacq. L'Adour, réduit aux ressources de son petit bassin montagnard, ne pouvait avoir une vallée beaucoup plus large que, par exemple, celle de l'Arros. Les gaves lourdais, en l'aménageant à leur taille, lui ont substitué des formes entièrement nouvelles. Avant leur passage, l'Adour n'était sans doute qu'un modeste affluent du Gave de Garlin. Son histoire se confond avec celle des anciens gaves aux confins du Piémont et des Landes.

b) *L'Adour landais.* — Les nappes alluviales des vallées du réseau aturien aboutissent toutes à une bande de terrain allongée de l'E.-N.-E. à O.-S.-O., entre Aire et Bidart, le long du bas Adour. Cette région comprend la Chalosse et ses prolongements occidentaux (plateaux et collines de Pouillon et de Saint-Martin-de-Seignanx, de part et d'autre du cours N.-S. de l'Adour avant le confluent des Gaves réunis), auxquels s'ajoute le plateau de Biarritz, entre Adour, Nive et Océan.

Le Sud du département des Landes, auquel on pourrait rattacher les cantons de Bayonne et de Biarritz, présente ainsi

une réelle unité physique, caractérisée par l'étagement des terrasses et des plateaux nivelés par une érosion fluviale de type original. Leur altitude ne dépasse nulle part 200 mètres et se tient généralement au-dessous de 100. Cependant, jusqu'au bord de l'Océan, l'altitude des plateaux approche encore souvent de ce dernier chiffre : ils ne viennent pas mourir au voisinage d'une côte basse, mais sont tranchés par le littoral. Au Sud, le talus du niveau d'Hasparren, qui forme un plan plus élevé, constitue à la région du Bas-Adour une limite assez nette. Au Nord, les raides coteaux dominant la vallée de l'Adour, la dépression du Boudigau et la vallée morte de l'Adour entre Bayonne et la Chambre d'Amour (Nord de Biarritz) sont mieux qu'une limite : ils correspondent, comme le littoral de Biarritz, à une brusque interruption.

Au-dessus de l'immensité des horizons fuyants émerge parfois une butte isolée, que l'imagination populaire a entourée de légendes. Dans ce pays au sous-sol tourmenté, troué par le diapirisme, la butte peut être formée par un pointement dur. Des montées intrusives d'ophite à travers les terrains crétacés plus tendres, donnent la colline Sainte-Barbe, qui se hausse à 80 mètres au-dessus de l'horizontalité des bas plateaux d'Ustaritz, la colline d'Urcuit (90 m.), celle de Saint-Laurent (108 m.), dressant au-dessus des barthes de l'Adour un abrupt de 100 mètres éventré par des carrières, enfin le Pouey d'Euze à Dax.

Plusieurs autres collines isolées, se gonflant au-dessus des plans alluviaux du Pays de Seignanx, ont probablement la même origine. Raulin[53] a relevé sur leurs flancs, dans les « faluns de Saubrigues », des pendages variant entre 10° et 35° et généralement orientés entre O. et S. Mais les faluns, souvent très sableux, ne sont pas responsables de la vigueur et de la brusquerie de ces reliefs. Nul doute qu'ils cachent un noyau résistant. D'ailleurs, Raulin mentionne à la surface du sol, sur la colline du château de Montauzet, au N. de Saint-Martin-de-Hinx, des calcaires marneux durs, peut-être soulevés par le diapirisme qui les a redressés tout autour de la colonne montante.

Entre Saint-Martin-de-Hinx et Saint-Jean-de-Marsacq, une boucle ovale de hauteurs ceinturant une dépression (collines

53. 147.

du château de Montauzet et du Belvédère, Pouy de Saint-Martin) reproduit exactement la topographie du dôme triasique de Bastennes-Gaujacq[54]. L'étude géologique de la région de Saint-Martin-de-Hinx révèlera probablement l'analogie tectonique des deux accidents. De même, les collines situées au S. de Biaudos correspondent au redressement des calcaires lutétiens sur le flanc méridional du diapir de Biarotte.

Toutes ces collines sont donc d'origine structurale. Cependant, on ne peut manquer d'être frappé par la régularité de leur altitude, généralement voisine de 100 mètres, et par sa diminution régulière du S.-E. au N.-O. Les sommets sont ainsi très voisins du plan idéal qui prolongerait la surface sur laquelle reposent les nappes détritiques du Piémont mio-pliocène. Sur la rive gauche de l'Adour, celles-ci se trouvent en effet à 100 mètres environ à Saint-Lon et à 120 mètres à Bélus; au S. de l'Adour, plus près des Pyrénées, elles montent jusqu'à 180 mètres au S. de Guiche, où s'opère le passage de la surface de remblaiement des dépôts de piémont à la surface d'érosion des Landes de Mixe. Les cailloux roulés, de la grosseur du poing, qui jonchent toutes les collines culminantes, doivent en effet être distingués des alluvions des terrasses étagées, à divers niveaux, à leur pied[55]. En Chalosse, le manteau détritique du piémont vient mourir au sommet de promontoires effilés (Moulin de Mant), que prolongent des buttes isolées (ancien moulin de Bénesse, Pouy de Montsoué[56]). Ces reliefs résiduels séparent mal les vallées démesurément élargies vers 70 mètres d'altitude par le Gave de Garlin et ses affluents.

---

54. Daguin 72, 73.

55. Sur les deux éditions de la carte géologique de Bayonne, cette distinction n'a pas été faite. La première édition, due surtout à Seunes, rapporte au pliocène les dépôts des plateaux au N. de l'Adour, et au plio-quaternaire les alluvions du S. de l'Adour. Interprétation meilleure, à tout prendre, que celle des auteurs de la deuxième édition, qui attribuent en bloc, sans la moindre justification, toutes les alluvions élevées au Miocène supérieur.

56. Au Pouy de Montsoué, la cote 167 (E.-M.) paraît exagérée. Elle ne s'applique pas, en tous cas, à la surface du sol naturel : on a bâti, au sommet du Pouy, un tertre sur lequel s'élève un oratoire surmonté d'une croix. L'altitude du sommet du tertre, mesurée au baromètre Goulier, serait, après corrections, de 163 m. — Sur la carte géologique de Mont-de-Marsan, Jacquot a noté a^1 l'argile jaune à petits cailloux brunis, de la dimension d'une prune d'Agen, qui couronne le Pouy; m^4 les « glaises bigarrées » formant les versants du Pouy; m^3 les alluvions des plateaux formant le socle de la colline. En réalité, ces alluvions appartiennent à la terrasse de Saint-Sever (Daguin, 78) et se raccordent à celles notées a^{1a} dans l'angle NE de la feuille d'Orthez.

Les vallées coalescentes de Garlin et d'Hagetmau se sont en effet dilatées à l'extrême dans les Sables fauves qui ensevelissent l'anticlinal de la Chalosse. De plus, après leur abandon par le Gave, leurs plaines alluviales ont été découpées par un réseau local. Elles sont cependant assez bien conservées à l'E. du Gabas, où une épaisse couche d'alluvions caillouteuses réduit par sa perméabilité le ruissellement superficiel. Le Bahus, ruisseau de l'ancienne dépression latérale gauche, sépare le versant mollassique, avec ses dépôts de remaniement portant des cultures et une ligne ininterrompue de fermes, de la zone de landes et de bois couvrant la terrasse. La vallée du Bahus commence à s'approfondir au moulin de Miramont, mais la terrasse ne lui envoie pas d'affluents et le réseau reste linéaire. Même allure en ce qui concerne le Brousseau, descendu des landes tourbeuses de Sarron, et le Petit-Lées, ruisseau de la dépression latérale droite, enfoncé pourtant de 80 mètres au-dessous du palier de la terrasse. Toutes les eaux s'infiltrent dans les cailloutis et les sables jusqu'à la surface des marnes sous-jacentes, sur laquelle elles coulent souterrainement en suivant sa pente vers le N.

Seul le bord de la terrasse, où elles réapparaissent le long de la vallée de l'Adour, entre Aire et Saint-Sever, est quelque peu festonné. Ces profonds ravins, dont la direction change avec celle de la pente de la terrasse, et tourne comme elle vers le N.-O., sont des sortes de reculées dont le développement a été vite arrêté. Le plus long ne mesure que 4 kilomètres, la nappe perméable des cailloux ayant protégé les sables et marnes sous-jacents, disposés en couches à peu près concordantes, qui affleurent sur les versants des ravins.

Il n'en est pas de même à l'O. du Gabas, où le socle est plissé (anticlinal de la Chalosse). De plus, la couverture alluviale, plus étalée, était sans doute plus mince. Les sables fauves y remplissent les creux d'un relief structural dont les crêts, tel celui de Banos, ont été à peine recouverts. Enfin, toute une série de ruisseaux, Bahus, Gabas, Louts, infléchis vers le N.-O. par la pente de la terrasse, rejoignent obliquement l'Adour et découpent le plateau primitif en promontoires étroits qui forment chacun une Chalosse. Ces ruisseaux ont creusé leurs vallées en même temps que l'Adour approfondissait la sienne, ressuscitant, grâce au travail de leurs affluents, les formes du

relief plissé : tout un réseau de petites vallées isoclinales adaptées à la structure s'embranche sur les vallées transversales des cours d'eau surimposés.

Les terrasses des vallées de Garlin et d'Hagetmau se poursuivent-elles au N. de la large vallée de l'Adour? L'hypothèse a été émise, en particulier, par Blayac qui « inclinait à croire que les glaises bigarrées du sous-sol landais faisaient partie de cette terrasse »[57]. Celles-ci atteignent 114 mètres à Villenave, 90 mètres à Beylongue, c'est-à-dire des altitudes comparables à celles de la terrasse, et les graviers de quartz, disposés par endroits en lits de plus d'un mètre d'épaisseur, y sont fréquents. De plus, les glaises se rencontrent à des altitudes décroissantes vers l'O., où elles s'abaissent jusqu'au niveau de la mer. « Les rivières pyrénéennes tributaires de l'Adour et l'Adour lui-même, probablement, auraient donc abouti à la côte entre Bordeaux et Bayonne. »

Mais cette déduction pèche peut-être par sa base, car le passage latéral des alluvions des anciens gaves aux glaises bigarrées, admis par Blayac, est des plus douteux. Les glaises sont des argiles bariolées, de faciès tout différent de celui des alluvions. De plus, celles-ci ravinent les glaises partout où les rapports des deux formations peuvent être observés. Dans les environs de Montsoué, par exemple, les glaises forment le soubassement des alluvions et la butte du Pouy qui domine de haut la terrasse de Saint-Sever. Les glaises sont donc plus anciennes que les alluvions de la terrasse, et même que celles qui coiffent la butte. La même disposition semble fréquente dans les Landes, où Jacquot et Raulin, puis Daguin, ont montré que les affleurements des glaises correspondaient souvent à des monticules analogues au Pouy de Montsoué, émergeant au-dessus de la nappe du Sable des Landes. Sous le sable se rencontrent parfois des alluvions fluviatiles d'origine pyrénéenne, mais elles sont loin de former une nappe continue. D'après les descriptions de Jacquot et Raulin, de Blayac lui-même, et de Daguin, elles se limitent à une zone étroite située sur la rive droite de l'Adour et parallèle au fleuve.

Les objections morphologiques à l'hypothèse de Blayac ne manquent pas non plus. A Aire-sur-Adour, la terrasse de Garlin

57. Blayac 45 à 48.

tourne franchement vers le N.-O. et l'O., c'est-à-dire s'engage dans la vallée de l'Adour dont le tracé, en aval d'Aire, était donc déjà voisin du tracé actuel. De plus, l'étude de l'installation du réseau hydrographique nous a montré que le réseau s'est orienté dès le début vers le N.-O. et l'O., en fonction de la pente du glacis de piémont et de la direction du rivage de la mer des Sables fauves. Les cours d'eau se sont allongés progressivement au fur et à mesure que reculait le rivage. Seules les rivières formées plus tard sur le Piémont (Douze, Midou) ont peut-être coulé en direction de l'Eyre avant d'être capturées par le réseau plus vigoureux des Gaves pyrénéens. Enfin, la terrasse d'Aire-Saint-Sever se poursuit vers l'O.-S.-O. jusqu'à Montfort et Gamarde; au delà, d'autres témoins se rencontrent sur les coteaux de l'Adour, à l'O. de Goos, et sur les plateaux découpés par les vallées ramifiées des affluents de l'Adour, au S. de Saint-Pandelon et de Heugas[58]. C'est à peu près le tracé de l'Adour actuel. Mais ce dernier ne s'infléchissait pas encore vers le S., comme il le fait aujourd'hui entre Saubusse et Guiche.

En effet, dans cette région, la physionomie du réseau hydrographique différait beaucoup de celle d'à présent. La vallée du Gave de Pau par Orthez n'était pas encore suivie par un cours d'eau important, puisque ce gave gagnait la région dacquoise par Garlin et Saint-Sever. En revanche, le Gave d'Oloron se prolongeait vers le N.-O. en direction de Saint-Étienne-d'Orthe et rejoignait l'Adour au S.-O. de Dax. Sur la rive gauche de l'Adour s'étend en effet, aux environs de Saint-Étienne-d'Orthe[59], un plateau large de 3 kilomètres à 3 km. 500, en pente douce vers le N.-N.-O. (67 mètres au carrefour 3 kilomètres E. de Saint-Étienne-d'Orthe, 47 mètres au rond-point 1 km. 500 de Pey). Il prolonge donc exactement une terrasse du Gave d'Oloron, celle de l'Hippodrome de Peyrehorade

58. Dans cette région, les alluvions de cette terrasse ont été notées p^1 sur la carte géologique d'Orthez et confondues à tort avec le Sable des Landes d'une part (confusion habituelle sur les anciennes cartes où les alluvions caillouteuses ne sont généralement pas distinguées du sable éolien), avec les alluvions moins élevées d'une terrasse prolongeant celle de la vallée d'Amou (Pomarez), d'autre part.

59. Le plateau, entièrement boisé de pins, ne porte aucune localité facile à repérer sur la carte. On l'appellera plateau ou terrasse de Saint-Etienne d'Orthe, bien que ce petit village ne soit pas exactement situé sur le niveau de la terrasse, très dégradé en bordure de l'Adour.

(dépliant, *fig.* 40 et 41). Les alluvions des deux terrasses sont analogues : des lits rubéfiés de galets très altérés, parfois assez gros (jusqu'à 30 centimètres), sont recouverts par un limon argileux très compact, de couleur orangée avec des veines gris-clair, dont l'épaisseur peut atteindre 5 mètres (S. du carrefour 67). Ainsi, l'Adour coule aujourd'hui à contre-pente dans une ancienne vallée du Gave d'Oloron.

Le ruisseau de Lesponte isole sur sa droite quelques lambeaux de la terrasse de Saint-Étienne (Hérous, — ce dernier non distingué, sur la carte géologique d'Orthez, des plateaux supérieurs de Saint-Lon, -- Castets et Castagnet). Au N., la terrasse n'arrive pas à l'Adour. Elle en est séparée par une terrasse plus basse, celle de Pey (40 m.). Sur la rive droite de l'Adour, le grand plateau uni de Saint-Jean-de-Marsacq, en grande partie recouvert par le Sable des Landes et parcouru par de très légères rides O.-E., probablement d'anciennes dunes, s'étend également à 40 mètres d'altitude. C'est seulement plus au N., vers Saint-Geours-de-Maremne et Capbreton, qu'on pourrait chercher si le socle des sables est formé par des alluvions pyrénéennes prolongeant la nappe de Saint-Étienne-d'Orthe. Le problème est le même que pour la terrasse de Saint-Sever.

En tous cas, c'est en fonction d'un Gave d'Oloron coulant dans cette direction, que semble s'être établi le réseau du pays de Seignanx. Entre l'Adour maritime et l'ancien étang d'Orx, les plateaux au-dessus desquels s'enlèvent les collines isolées de Saint-Laurent, Saint-Martin et Saint-André, sont recouverts, entre 60 et 70 mètres d'altitude, par des alluvions généralement rubéfiées et contenant des galets exclusivement siliceux.

Assaillis de tous côtés, ils ont été découpés par une multitude de petites vallées ramifiées. Mais, de même que sur la terrasse de Garlin, la perméabilité des cailloutis a protégé de larges fragments tabulaires. A l'exception de celle du moulin de Biaudos, les vallées les plus longues s'orientent vers le N.-O. ou l'O., tournant le dos à l'Adour. Plusieurs sont opposées par leurs têtes qu'aucun seuil ne sépare (environs de Saint-Martin-de-Hinx). Vers Biaudos, Biarotte et Saint-Martin, les ruisseaux suivent la direction des plis (diapir de Biarotte, diapir présumé de Saint-Martin). Il s'agit d'une adaptation récente à la structure retrouvée sous la couverture alluviale.

Mais les vallées orientées du S.-O. au N.-E., perpendiculairement aux plis, et parallèlement aux affluents de l'Adour ou de la Bidouze venus des Landes d'Hasparren (Ardanavia, Mendialçu, Joyeuse, Lihoury) semblent d'anciens affluents du Gave d'Oloron par Saint-Étienne d'Orthe. La vallée de l'Adour maritime, comme la vallée du Gave de Peyrehorade, n'aurait donc été creusée que plus tard. On s'expliquerait ainsi que ses affluents de gauche forment avec elle un angle aigu tourné *vers l'amont*, et que les affluents de droite soient si peu développés. L'hypothèse est d'autant plus vraisemblable que les alluvions des plateaux des pays de Seignanx renferment en majeure partie des galets de grès blanc identiques à ceux des plateaux situés au S. de l'Adour et provenant du bassin des Nives.

Entre Nive et Océan, au S. de la Chambre d'Amour, s'étendent autour d'Anglet et de Biarritz d'autres plateaux réguliers couverts d'alluvions épaisses de plusieurs mètres, contenant surtout des galets de grès blanchâtre dorés par une patine postérieure à leur dépôt. La surface des alluvions, située à 60 mètres à Biarritz, s'élève doucement vers le S. En même temps, la nappe s'amincit et l'on voit, entre Bidart et Bassussary, la surface arasée du flysch se dégager de la couverture alluviale et se terminer assez brusquement au pied du talus sinueux limitant le niveau du Bois de Saint-Pée. L'absence ou l'enlèvement de la nappe alluviale, dans la partie la plus élevée du glacis, a facilité la dissection extrême du plateau par une multitude de ruisseaux, tandis que les environs d'Anglet et de Biarritz, où la couverture alluviale est conservée, gardent une topographie régulière, dans le prolongement d'une terrasse de la Nive.

Cette rivière, le Gave d'Oloron et l'Adour ont donc étalé, vers 70 mètres d'altitude, leurs alluvions sur un vaste glacis d'érosion. Celui-ci est tranché par le littoral. Les alluvions couronnant les falaises s'éboulent dans la mer (Bidart). Au S. de l'Ouhabia, le niveau se réduit à une étroite banquette portant de rares placages alluviaux. La position actuelle du littoral peut s'expliquer soit par un effondrement, ayant fait disparaître sous les eaux une partie des plateaux, soit par l'érosion marine seule qui aurait fait reculer les falaises[60]. Le déplacement du rivage et les variations du niveau marin pendant la période glaciaire, s'ajoutant aux conséquences des changements de cours successifs du

60. Deler 83.

Gave de Pau, ont eu pour résultat de rassembler toutes les eaux du bassin de l'Adour dans un chenal nouveau.

c) *L'Adour maritime.* — Dans la vallée de l'Adour maritime, en aval du Bec du Gave, une terrasse située à 40 mètres environ d'altitude absolue[61] forme, sur la rive gauche, les plateaux bien nivelés d'Urt, d'Urcuit et, après une interruption due à la résistance du massif crétacé de Lahonce, ceux de Saint-Pierre-d'Irube et de Marracq (S. de Bayonne) où s'opère la jonction avec la terrasse correspondante de la Nive[62]. La même nappe alluviale porte les refuges de Notre-Dame et Saint-Adrien et se continue jusqu'à la pointe Saint-Martin, tranchée par le littoral dont elle couronne les falaises. Vers l'amont, cette terrasse est représentée dans la vallée des Gaves réunis (Sames et Oeyregave au S., Orthevielle et Lanne au N.) ; elle se poursuit en amont de leur confluent, dans celles du Gave d'Oloron et du Gave de Pau[63]. Mais elle n'existe pas dans la vallée N.-S. de l'Adour au N. du Bec du Gave[64]. Le Gave d'Oloron avait donc abandonné le passage d'Orthevielle et coulait vers Bayonne. Il recevait à Peyrehorade une partie des eaux du Gave de Pau pyrénéen, venu de Lourdes par Pontacq, Pau et Orthez. L'autre partie, par la vallée d'Amou et Dax, rejoignait l'Adour qui, passant au N. des plateaux du Pays de Seignanx, gagnait directement l'Océan.

---

61. L'Adour coule aujourd'hui à peu près au niveau de la mer, mais sur une plaine alluviale correspondant à un remblaiement très important. Le fond rocheux, se trouve en certains points, à la cote — 30. (Wolmeringer 252).

62. Comme la terrasse de Cambo au S. de Bayonne, ils sont notés m^{4-3} sur la 2me édition de la carte géologique de Bayonne.

63. Sur les deux éditions de la carte géologique d'Orthez, le palier d'Orthevielle et de Lanne (40 m.) n'est pas distingué de la terrasse de Saint-Etienne d'Orthe, plus élevée de 25 à 30 m., et beaucoup plus érodée. La limite des deux niveaux est suivie par le ruisseau du Moulin de Peyrous. Cette distinction n'est pas seulement dictée par la topographie, mais aussi par la composition et l'aspect du matériel alluvial. Tandis que les alluvions du niveau de Saint-Etienne sont très rubéfiées et recouvertes d'une épaisse couche de limon, celles d'Orthevielle, de couleur gris-jaune, apparaissent mieux stratifiées et les galets, plus petits (moins de 20 cm. de diamètre) sont moins altérés (carrière située à l'embranchement des routes de Bayonne et de Dax).

64. Il est peu vraisemblable qu'elle y ait été détruite. Le talus de la terrasse de Saint-Etienne-d'Orthe descend directement sur une terrasse beaucoup plus basse, dans la région où l'Adour contourne le périclinal de Biarotte, qui se projette en éperon dans la vallée. Si une rivière importante était passée là au niveau de 40 m., on ne voit pas ce qui l'aurait empêchée d'élargir sa vallée aux dépens de la terrasse de Saint-Etienne.

Ce tracé est en effet signalé par une autre terrasse de 40 mètres (altitude absolue) que l'on peut suivre presque sans interruption depuis la vallée d'Amou, où elle porte les vastes landes d'Estibeaux, Pomarez, Clermont et Mimbaste, aujourd'hui boisées de pins, jusqu'au N. de Bayonne[65].

Entre les hauteurs situées à l'O. de Gosse, et les blancs escarpements calcaires de la cluse de Tercis, la haute terrasse de Pomarez se termine au-dessus de la vallée de l'Adour par un talus légèrement incurvé, long de 15 kilomètres. Ce dernier se dresse avec vigueur en amont de Candresse, où les méandres de l'Adour continuent à le rafraîchir, et s'adoucit en aval, où il est séparé du fleuve par la terrasse plus basse de Dax. Le diapir nivelé de Tercis est recouvert par places par les alluvions de la terrasse de 40 mètres, souvent masquées en surface par un dépôt de sable fin.

En aval de Tercis, entre le niveau des barthes et celui de la terrasse de Saint-Etienne-d'Orthe, la haute terrasse forme sur la rive gauche de l'Adour, les gradins d'Orist et de Pey[66]. Sur la rive droite, elle porte Saint-Jean-de-Marsacq et, s'infléchissant vers le S.-O. en bordure des plateaux du pays de Seignanx, passe par Saubrigues et Orx, et se termine à Ondres, à 40 mètres d'altitude, par un talus qui est peut être une falaise morte[67].

Ainsi, la vallée actuelle du Gave-Adour est dessinée, mais elle n'est encore suivie que par le Gave d'Oloron, qui a abandonné le passage d'Orthevielle. A Peyrehorade, le Gave d'Oloron recevait le Gave d'Orthez grossi par les eaux venues du Gave de Pontacq par la diffluence de Pau. De même, l'Adour n'était encore qu'un affluent du Gave de Dax et coulait sur le large palier conservé sur sa rive gauche, entre Grenade et Gouts.

---

65. D'après les cartes géologiques d'Orthez (1re édition) et Mont-de-Marsan, la terrasse de Pomarez se terminerait en pointe à Saugnac. En réalité, le Luy, sur le parallèle de Saugnac, passe de la dépression latérale droite à la dépression latérale gauche de l'ancienne vallée, mais celle-ci se poursuit, au N. du Luy, avec une largeur accrue, et la terrasse forme, à l'O. de Poyartin et de Goos, le vaste plateau de Hinx (noté m^3), et ceux d'Oeyreluy et de Tercis (notés p^1).

66. Notés a^{1a}, comme la terrasse de Saint-Etienne d'Orthe, sur la carte géologique d'Orthez.

67. Sur la carte géologique de Bayonne (2me édition), cette terrasse est notée tantôt $m^{4\text{-}3}$ (notation attribuée à toutes les alluvions anciennes sans distinction) tantôt $a^{1\text{-}s}$. Autour de Saint-Jean de Marsacq et d'Orx, le Sable des Landes ne semble pas avoir l'étendue et la continuité qu'indique la carte. C'est seulement au N. de Saint-Jean de Marsacq, suivant une limite qui est à peu près celle de la grande forêt de pins, qu'il forme une nappe continue accidentée de petites dunes.

Le passage par Bayonne de l'Adour dacquois et de toutes les eaux du Gave de Pau a donc été plus tardif encore. Entre Saubusse et Port-de-Lanne, la plaine flandrienne n'occupe pas tout le fond de la vallée de l'Adour, plus ou moins large suivant les endroits (700 m. à 2 km. 500). A Saubusse et à Josse, une terrasse inscrit, à 15 ou 20 mètres d'altitude, son palier entre les bas-fonds des barthes et la haute terrasse. Plus au S., la basse terrasse[68], réduite à quelques lambeaux sur la rive droite, s'étend assez largement sur la rive gauche, au fond de la grande courbe de méandre de Saint-Etienne-d'Orthe. Mais au lieu de se terminer, comme à Josse et à Lamarquèze, par un talus dominant l'Adour d'une quinzaine de mètres, elle s'incline doucement, à la façon d'une terrasse polygénique, depuis le pied du talus de la terrasse de Saint-Etienne jusqu'au bord du fleuve, et semble plonger sous les dépôts flandriens des barthes.

La largeur de la vallée calibrée (2 km. et plus) où s'inscrit la basse terrasse, sa pente vers le S. (20 mètres à Saubusse, 15 mètres à Port-de-Lanne) indiquent le passage d'une grosse rivière coulant vers le S. On ne pourrait d'ailleurs expliquer autrement la profondeur à laquelle a été creusée, avant le remblaiement flandrien, la vallée de l'Adour en aval de Dax[69], ni la dimension exceptionnelle des alluvions. Le front de taille, haut de 17 mètres, de la belle carrière de Lapeyrère (Saint-Jean-de-Marsacq) montre, ravinant des marnes bartoniennes fossilifères, identiques à celles de la Côte des Basques à Biarritz, un lit, épais d'un mètre à un mètre cinquante, de galets énormes (jusqu'à 40 cm.) et d'aspect général très frais. Les granites, abondants, sont peu kaolinisés. Leur bonne tenue, et l'absence complète de rubéfaction, font le plus vif contraste avec le matériel rubéfié de la haute terrasse au pont de Lamarquèze, quelques centaines de mètres plus au N. Les cailloux sont recouverts par 5 mètres de limon très argileux et compact, de couleur rousse veinée de gris.

La capture de l'Adour par les Gaves a donc eu lieu entre la construction de la terrasse de 40 mètres et celle de la basse terrasse. Elle est à peu près contemporaine de l'abandon définitif de la vallée de Pomarez par le Gave de Pontacq, et elle était

68. Notée a^{1b} sur la carte géologique d'Orthez.
69. Du Boucher 50.

chose faite à l'époque où le glacier de Lourdes envoyait, par Adé, une partie de ses eaux de fonte à l'Adour. Il semble en effet qu'on ne puisse expliquer autrement que par une alimentation fluvio-glaciaire la dimension, si loin des massifs granitiques d'origine, des galets de Lapeyrère[70]. C'est donc probablement à l'époque de la dernière glaciation que le réseau de l'Adour a pris sa physionomie actuelle.

On peut résumer en une phrase cette évolution si longue et si compliquée : les rivières pyrénéennes du réseau de l'Adour ont suivi, au quaternaire, des tracés de plus en plus occidentaux, et leur faisceau s'est noué de plus en plus près de l'extrémité occidentale des Pyrénées. Une seule exception : le déversement passager d'une partie des eaux de fonte du glacier du Gave de Pau dans la Rivière d'Adour. Le fond du problème consiste à trouver les causes de cette évolution. Les profils des rivières successives, y compris ceux des terrasses les plus anciennes, ne portent aucune trace de déformation. En revanche, ils aboutissent au littoral à des altitudes constantes : 70 mètres et 40 mètres. Ces altitudes ne sont peut être pas celles des niveaux marins correspondants car nous ne connaissons pas l'emplacement des embouchures qui se situaient quelque part à l'O. des falaises actuelles. Il est seulement possible que les terrasses soient en relation avec des déplacements du niveau de la mer[71]. Mais ces derniers ne peuvent expliquer seuls les captures du Gave d'Oloron par l'Adour bayonnais, puis de l'Adour dacquois par le Gave, car, par définition, ils ont été les mêmes aux embouchures de toutes ces rivières. C'est plutôt dans les variations climatiques modifiant les conditions de l'érosion et de l'accumulation que l'on peut espérer trouver la clé du problème. Le système des

---

70. Ils sont trop frais pour avoir été empruntés aux terrasses plus anciennes. Cependant, on est embarrassé pour les relier aux nappes situées en amont, car dans la Rivière d'Adour le volume des cailloux diminue rapidement vers le N., ainsi que la proportion de roches friables comme le granite : à Riscle, les granites sont très rares, et la dimension moyenne des galets de la plaine (niveau de la gare) est comprise entre celle d'une pomme et celle d'une noix. Il est vrai qu'il s'agit seulement des alluvions de surface.

Le même problème se pose pour la Garonne et la Dordogne. On a dragué, au fond de la Gironde et au large de son embouchure, des galets de roches éruptives du Massif Central, non moins gros que ceux de Lapeyrère (Lévêque 157).

71. Il existe une abondante bibliographie relative au littoral basque. Mais les avis sont très partagés. Voir, en particulier, Welsch, 1915.

nappes alluviales du réseau aturien disparaît en partie sous le manteau du sable landais. La topographie de la plaine des Landes et l'usure des grains de sable semblent en rapport avec des actions éoliennes périglaciaires. L'écoulement a joué pendant cette période froide un rôle très réduit, parce que les précipitations tombaient, au moins en partie, sous forme de neige poudreuse, facilement emportée par le vent, et parce que le gel exerçait un effet de rétention[72]. L'ensablement des vallées des Landes méridionales a eu pour résultat la concentration du drainage au profit de l'Adour maritime. Par suite surtout de ces variations climatiques, le Quaternaire a été pour le réseau hydrographique sous-pyrénéen une période troublée, dont les profils en long portent aussi la marque.

72. Ces conclusions de travaux inédits, obligeamment communiqués par M. Enjalbert, éclairent l'évolution morphologique récente du Bas Adour, inséparable de celle des Landes de Gascogne. On laisse de côté ici les déplacements historiques de l'embouchure de l'Adour. (Voir R. Cuzacq, En marge d'une vieille carte : le lit ancien de l'Adour de Bayonne à Vieux-Boucau, *B. Soc. Sc. Bayonne*, 1929, et Le lit de l'Adour, cartes et documents nouveaux, *ibid.*, 1930).

Chapitre VIII.

LES PROFILS EN LONG

Les changements de tracé, les glaciations, faisant se succéder, dans les vallées des rivières descendues des Pyrénées, creusements et remblaiements, les variations du niveau marin et celles du climat, n'ont pas permis une évolution tranquille et continue des cours d'eau quaternaires vers un profil d'équilibre lui-même constamment remis en question. Malgré tout, les profils actuels des rivières sous-pyrénéennes diffèrent peu, pour la plupart, d'une courbe idéale, car il n'existe pas, sur le glacis de piémont, de fortes dénivellations; de plus, les roches dans lesquelles se creusent les vallées sont, en général, peu résistantes, et la régularisation peut y faire des progrès rapides. Les profils sont donc nuancés plutôt que contrastés. Néanmoins, ces nuances reflètent fidèlement l'histoire complexe des cours d'eau. Celle-ci étant moins compliquée dans le réseau garonnais, nous commencerons par lui.

I. — Les profils des artères maîtresses du réseau garonnais.

Toutes les grandes rivières du réseau garonnais ont eu leur bassin pyrénéen occupé par des glaciers. Mais la glaciation n'a pas eu sur l'évolution des profils les mêmes conséquences au voisinage des fronts glaciaires et à distance de ceux-ci. On est donc conduit à distinguer les rivières du sillon sous-pyrénéen, en amont de la cluse de Boussens, et les vallées de la Garonne et de l'Ariège entre les cluses prépyrénéennes (Boussens et Varilhes) et leur confluent.

1. **Le sillon sous-pyrénéen.** — Il est caractérisé par l'importance qu'y ont prise les remblaiements fluvio-glaciaires, en particulier dans la vallée de la Neste-Garonne.

a) *La Neste-Garonne.* — De Labarthe-de-Neste à Saint-Martory, les alluvions anciennes s'étalent largement à deux niveaux différents, formant les terrasses de Montréjeau et de

Saint-Gaudens, et la terrasse plus basse de la Plaine de Rivière[1]. Toutes deux correspondent à des remblaiements de 15 à 20 mètres au moins. Les rivières s'enfoncent aujourd'hui dans les alluvions de la basse terrasse, sans rencontrer, sinon en de rares points, où leur tracé ne coïncide plus avec leur ancien lit, le fond rocheux.

Ainsi s'explique la valeur élevée de la pente moyenne de la Neste, 5,4 ‰ entre le pont de Labarthe et le confluent avec la Garonne (16 km. 500) et la forme de son profil. La courbe, concave vers le ciel, se subdivise en plusieurs courbes plus petites, séparées par des ruptures de pente correspondant aux points où le lit est creusé dans des roches dures (urgonien du pont d'Anères) (*fig.* 42). Le profil en travers de la plaine d'alluvions récentes est également concave. Cette plaine s'interrompt au passage des seuils rocheux, et s'épanouit dans l'intervalle. Elle s'est élargie au détriment de la basse terrasse (qui porte Nestier, Lombrès et Mazères) et de niveaux locaux découpés dans cette dernière (terrasse de méandre d'Anères). Tout indique donc un creusement récent, en rapport avec celui de la Garonne.

Le profil de la Garonne, moins tendu que celui de son affluent, a une pente moyenne de 3,3 ‰ entre le confluent de la Neste et l'usine de Valentine (18 km.), de 2,8 ‰ entre l'usine de Valentine et la passerelle de Lestelle (23 km.), de 4,7 ‰ entre la passerelle de Lestelle et le confluent du Salat (8 km.) (*fig.* 42). La traversée des Prépyrénées se marque donc par une sensible augmentation de la pente.

Dans le premier secteur (Plaine de Rivière), la Garonne décrit de larges méandres qui allongent son cours de moitié environ (18 km. au lieu de 11 km. 500 en ligne droite). La pente de la plaine alluviale est donc plus forte que celle du cours d'eau mesurée en suivant les sinuosités du lit (5 ‰ au lieu de 3,3). Cette plaine, emboîtée dans la basse terrasse, est à la dimension du fleuve, qui l'a imparfaitement calibrée en déplaçant ses méandres[2]. Il semble que la Garonne, sans l'intervention humaine qui tend à fixer son lit, continuerait à l'élargir en rongeant le talus de la basse terrasse, et à s'approfondir, comme l'indique la concavité du profil en travers. Les méandres à déversement de la Plaine de Rivière sont donc associés à un creusement.

1. Carte géologique de Saint-Gaudens. Voir aussi l'étude de Pic, **197**.
2. Pic, **197**.

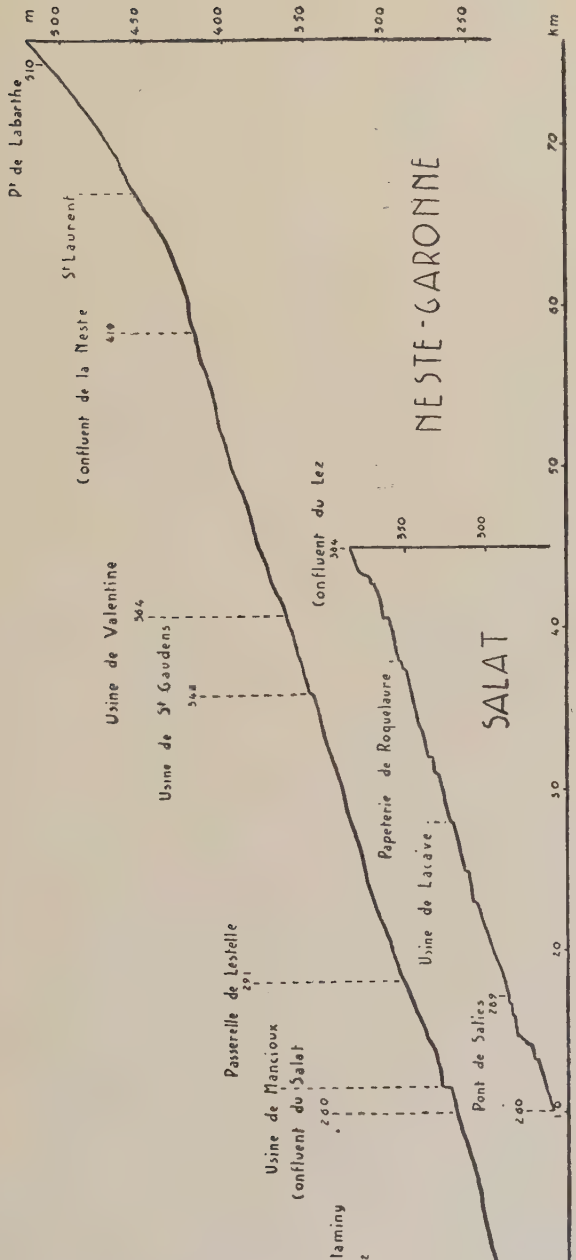


FIG. 42. — Les profils en long de la Garonne, de la Neste et du Salat dans la région sous-pyrénéenne.

Cependant, la Garonne n'a pas encore retrouvé le profil d'érosion antérieur à la construction de la basse terrasse, à cause de l'importance du remblaiement fluvio-glaciaire, au moins 30 mètres à Pointis. En 1927, M. Lugeon estimait son épaisseur trop grande pour qu'on pût songer à atteindre, en aucun point, le sol rocheux et y asseoir le barrage de Taillebourg[3]. Ce manteau alluvial, qui cache le fond, laisse planer quelque incertitude sur l'origine de la Plaine de Rivière[4].

Nul doute pourtant qu'elle n'occupe une dépression creusée par l'érosion fluviale, progressant plus vite dans la mollasse que dans le flysch crétacé qui, à l'O. de Montréjeau, forme le socle de la terrasse sur laquelle la ville est bâtie. Le versant septentrional de la vallée, taillé dans la mollasse, dessine, en effet, à partir de Montréjeau, une vaste courbe qui tend à se refermer à Valentine, où le flysch réapparaît sur les deux versants : à gauche, il pointe à 365 mètres sous les alluvions de la basse terrasse; à droite, il forme la haute colline du Bout-du-Pouy (527 m.).

La Garonne est donc surimposée dans des roches relativement dures. Les divagations latérales, qui avaient libre jeu en amont, faisaient place à un chenal étroit que les eaux rassemblées travaillaient à aménager. Treize sondages, exécutés en 1932 sur l'emplacement de la centrale et du bassin de compensation de l'usine électrique de Valentine, ont montré que le sol rocheux, rencontré à 345 m. 87, sur la rive gauche de la Garonne, remontait à 362 mètres sur l'emplacement de la centrale, 280 mètres en aval du premier sondage. En ce point, la roche en place n'est plus recouverte que par environ un mètre d'alluvions. Il serait imprudent d'en conclure à l'existence d'une contrepente dans l'ancien lit de la Garonne, car le sol rocheux, dont la surface est très inégale, comme l'ont montré neuf sondages très rapprochés, exécutés sur l'emplacement de la centrale, présente aussi une pente vers le N. : c'est évidemment de ce côté que devait se trouver le lit du fleuve. En effet, au pont de Miramont, moins de 1 kilomètre en aval, le fond

3. A. Duffour, Rapport sur l'hydrographie souterraine de la Plaine de Rivière aux abords de Valentine (13 décembre 1932). M. Lugeon, Rapport géologique sur le barrage de Taillebourg (Haute-Garonne) 31 octobre 1927 (Archives Serv. Grandes Forces Hydrauliques, Toulouse).

4. Discussion récente dans Goron, **132**, **133**.

rocheux est au-dessous de 354 mètres, sous plus de 16 mètres d'alluvions[5]. Les variations d'épaisseur des alluvions révélées par les sondages montrent que le lit actuel n'a pas exactement le même tracé que l'ancien lit creusé dans la roche en place et aujourd'hui comblé.

Dans le secteur suivant, la plaine d'alluvions récentes (lit majeur) devient plus étroite et s'encaisse davantage dans la basse terrasse. Sa pente reste plus forte que celle de la Garonne, qui continue à dessiner des méandres, et son profil en travers est concave. Ainsi la tendance au creusement s'accentue; comme, d'autre part, l'épaisseur de la basse terrasse diminue vers l'aval, au pont de Montsaunès, la Garonne atteint le flysch gréseux sous-jacent. Les épigénies se multiplient entre Lestelle et le pont de Boussens, tandis que la pente de la Garonne augmente très sensiblement. Le fleuve ne décrit plus de méandres, et la plaine récente se réduit à rien. Le lit, enfoncé d'une dizaine de mètres au-dessous de la basse terrasse, est contenu entre des berges escarpées. Entre le pont du chemin de fer d'Apas et le pont de Boussens, la Garonne coule presque toujours sur la tranche des bancs calcaires formant les chaînons de Saint-Martory et d'Ausseing, qu'elle traverse en cluse. A cause de la dureté des roches, le stade de jeunesse n'est pas encore dépassé.

Ainsi, en amont de la cluse, la Garonne, avant la construction des barrages et des usines hydroélectriques, ne déposait pas d'alluvions, sa pente suffisant à assurer leur entraînement. Elle creusait son lit, comme la Neste, dans le remblaiement fluvio-glaciaire. Mais ce creusement était ralenti par le seuil de Saint-Martory-Boussens, dont la présence se marque aussi dans le profil du Salat.

b) *Le profil du Salat,* en aval de Saint-Lizier, se compose en effet de deux secteurs, l'un de pente modérée, 3,2 ‰ entre le pont de Saint-Lizier et le pont de Salies (26 km.), l'autre de pente forte, 4,4 ‰ entre le pont de Salies et le confluent avec la Garonne (7 km.).

Dans le premier secteur, la plaine d'alluvions récentes se réduit en général à un liséré étroit et discontinu. La plaine notée a^2 sur la carte géologique de Saint-Gaudens est en réalité,

5. Harlé, 140.

comme celle qui lui correspond le long de la Garonne sous-pyrénéenne, une basse terrasse dans laquelle le Salat s'est enfoncé de quelques mètres entre des berges souvent raides, et décrit quelques méandres brusques (aval de Mercenac)[6]. La basse terrasse correspond à un remblaiement, car, dans ce secteur, la rivière n'a pas retrouvé la roche en place au-dessous des alluvions.

Entre Salies et le confluent, le Salat coule au fond d'une gorge à peine plus large que la rivière (Arracaou, entre Salies et Mazères) et profonde de 30 mètres au-dessous du palier de la terrasse de Montsaunès, dont les alluvions recouvrent la roche en place où se creuse péniblement le lit. La couverture alluviale a permis l'épigénie. La terrasse de Montsaunès est, en effet, le reste d'un ancien lit majeur de la Garonne, légèrement bombé en son centre. Lorsque le creusement a repris, la Garonne s'est déversée dans la dépression latérale de gauche, tandis que le Salat, installé dans celle de droite, s'enfonçait sur place. C'est la dernière rencontre avec les plis prépyrénéens. Une fois les cluses franchies, la Garonne et l'Ariège coulent sur la mollasse sous-pyrénéenne.

2. **La Garonne et l'Ariège entre les cluses prépyrénéennes et le confluent.** — En aval des cluses de Boussens et de Varilhes, les alluvions fluvio-glaciaires forment une nappe d'autant plus mince qu'elle était plus étalée dans des vallées très élargies dans la mollasse. Aussi, aux terrasses de remblaiement des secteurs sous-pyrénéens succèdent, comme l'a montré Chaput, des terrasses dont l'épaisseur ne dépasse pas celle que les grandes crues pouvaient mettre en mouvement. Le creusement des lits a donc pu se poursuivre sans arrêt, mais à des vitesses inégales suivant que le rapport puissance-charge croissait ou décroissait en fonction des variations climatiques et des glaciations dans les bassins supérieurs. Des phases d'érosion latérale et d'étalement des alluvions (terrasses polygéniques de Chaput) ont alterné avec des phases d'enfoncement plus rapide, sans divagations. Au cours de ces dernières, le lit se creusait dans la roche en place vite atteinte sous la pellicule d'alluvions étalée pendant la phase précédente. Nous assistons actuellement à l'une de ces phases.

---

6. Goron, 132.

En effet, le lit majeur des deux rivières reste étroit et s'encaisse de quelques mètres au moins dans la plaine alluviale quaternaire la plus basse. Sur l'Ariège, en aval de la cluse de Varilhes, « les berges sont le plus souvent entaillées sur une hauteur supérieure à l'épaisseur de la nappe alluviale » dont on voit, par places, le soubassement mollassique[7]. Sur la Garonne, la plaine récente se réduit généralement à des lobes de méandres ou à des laisses étroites et discontinues. En aval de la cluse de Boussens, le lit de la Garonne est enfoncé d'une dizaine de mètres sous la plus basse terrasse. A Mauran, le fleuve sculpte dans les poudingues de Palassou un méandre à encaissement total.

Les méandres s'agrandissent en général au détriment des coteaux mollassiques qui se dressent sur la rive droite de la Garonne (Couladère, Saint-Julien, Salles, Carbonne, Marquefave, Noé), et sur la rive gauche, puis sur la rive droite de l'Ariège (Bénagues, Pamiers, Bonnac, Le Vernet, Cintegabelle). Les deux rivières sapent le pied du coteau qui s'éboule suivant des plans de clivage verticaux (Bénagues, Carbonne)[8]. Ces méandres taillent dans les coteaux, hauts parfois de 100 mètres, des amphithéâtres dont les parois reculent et sectionnent les vallées affluentes qui se terminent comme des valleuses.

L'étroitesse des lits majeurs, l'enfoncement des rivières dans la mollasse atteinte sous les alluvions quaternaires, la vitalité des méandres démontrent que l'Ariège et la Garonne, jusqu'au voisinage de leur confluent, ont tendance à creuser. C'est pourquoi elles restent étroitement collées au pied des coteaux, sur un bord de leur vallée. Elles y sont maintenues aussi par la topographie de la basse plaine alluviale, bombée en son milieu (forme de remblaiement), topographie très apparente, par exemple, aux environs d'Auterive, dans la vallée de l'Ariège. Les méandres s'enfoncent et s'agrandissent au détriment des coteaux plus que de la rive de plaine. En effet, cette dernière est protégée en surface par une nappe d'alluvions perméables dont les galets sont trop lourds pour être déplacés par les ruisseaux locaux. Les coteaux de mollasse, exposés au ruissellement et aux glissements de terrain, sont plus fragiles que la rive basse .

7. Savornin, 217.

8. Le liséré d'alluvions récentes figuré, sur la carte géologique de Pamiers, sur la rive gauche du méandre de Bénagues, au pied du coteau, n'existe pas. Peut-être a-t-il été détruit depuis l'époque des levés.

Ainsi, dans la région du Piémont, la Garonne et ses affluents creusent actuellement ou ont très récemment creusé leur lit dans la basse plaine; ils ont souvent retrouvé, sous les alluvions quaternaires, la roche en place. Ce creusement est plus marqué au bord de la montagne que dans le bassin sous-pyrénéen, et n'a sans doute pas pour cause un abaissement du niveau de base. Il pourrait résulter d'un soulèvement de la région voisine des Pyrénées, mais, plus probablement, il est la conséquence d'un changement de régime après la construction de la basse terrasse. Celle-ci, datée par de nombreux gîtes fossilifères (*Elephas primigenius*), s'est construite sous un climat froid. Le creusement récent correspond au réchauffement qui a suivi.

Ces conditions étaient plus favorables qu'en amont des cluses à la régularisation des profils. La pente moyenne de l'Ariège est de 3,6 ‰ entre Crampagna et Bonnac (23 km. 500), de 1,7 ‰ entre ce point et le confluent de la Garonne (55 km.). La pente de cette dernière est plus réduite : 1,9 ‰ entre le pont de Boussens et Carbonne (31 km. 500), 1,1 ‰ entre Carbonne et le confluent de l'Ariège (36 km.). En aval des cluses prépyrénéennes, les profils des deux rivières sont donc figurés par des courbes régulières et nettement concaves, le profil de l'Ariège, plus élevé que celui de la Garonne d'une quarantaine de mètres au voisinage de la cluse, se rapprochant progressivement du profil garonnais jusqu'au confluent. Comme les deux vallées sont creusées dans les mêmes roches (mollasse), la différence des débits (130m³ et 70 m³ 8 au confluent) semblent la cause principale de la pente un peu plus forte de l'Ariège.

Ainsi, dans le réseau garonnais, les grandes rivières n'ont pas encore retrouvé, en amont des cluses prépyrénéennes, leurs profils antérieurs à la dernière glaciation. Elles se sont, au contraire, enfoncées au-dessous de ce profil en aval des cluses. La glaciation a donc eu pour conséquence d'augmenter la pente moyenne. Ses effets ont été plus complexes dans le réseau de l'Adour.

II. — Les Gaves et l'Adour.

Dans le réseau de l'Adour, les profils sont plus contrastés que dans le réseau garonnais. Tantôt, la glaciation, plus puissante, a imposé un changement de cours, et tantôt, plus modeste, elle a gêné le creusement moins qu'elle ne l'a fait dans le sillon sous-pyrénéen de la Neste-Garonne.

1. **Le Gave de Pau.** — Le Gave de Pau, entre Lourdes et Nay, est l'élément du réseau qui ressemble le plus à la Neste sous-pyrénéenne (voir le *dépliant* n° 6). Mais sa vallée, plus étroite et encaissée, a des formes plus jeunes. Le profil en long, convexe, n'est pas encore régularisé, et présente de multiples ruptures de pente utilisées par des usines (Lourdes, Vizens, Peyrouse, Prat, moulin de Saint-Pé, Bétharram, Montaut). Jusqu'à Peyrouse, de gros blocs, provenant des moraines qui recouvrent toute la région, encombrent le lit et retardent le creusement. Le Gave n'a pas eu le temps d'aménager une vallée qu'il emprunte depuis peu. Cependant, la pente moyenne est inférieure à celle de la Neste sous-pyrénéenne, parce que le débit est deux fois et demie plus fort.

Entre Peyrouse et Lestelle, les méandres du Gave, en s'agrandissant, n'ont laissé subsister que des lambeaux de terrasses, et il n'existe pas de plaine d'alluvions récentes. Après Lestelle, le Gave est enfoncé d'une dizaine de mètres dans une terrasse[9] et, bien que la pente demeure presque aussi forte qu'en amont, le lit s'élargit et devient de moins en moins sinueux. Des bras multiples apparaissent, annonçant la topographie du secteur suivant.

De Nay à Orthez, en effet, la pente diminue progressivement et le profil en long, régularisé, devient concave vers le ciel. Au fond de la vallée s'étend une plaine alluviale, dont la largeur varie de 1 km. 500 (Pau) à 6 kilomètres (entre Pardies de Nay et Angaïs, et près de Labastide-Cézéracq). Elle est bombée en son milieu (remblaiement). En aval d'Aressy, c'est seulement sur la carte géologique de Mauléon qu'elle est distinguée du lit majeur, large de 1 km. à 1 km. 500; la dénivellation entre ces deux niveaux atteint 15 mètres dans la plaine de Nay, 7 à 8 mètres entre Artiguelouve et Lescar, et 5 mètres environ à l'extrémité de la plaine près d'Orthez. Le Gave se divise en bras divagants parmi la saligue, sorte de forêt-galerie contrastant avec l'*open-field* de la basse terrasse. Celle-ci, dans la Plaine de Nay, semble formée par une grande épaisseur d'alluvions (plus

9. Sur la carte géologique de Tarbes, elle n'est pas distinguée du lit majeur.

de 15 m.?). Mais la nappe s'amincit vers l'aval : à Abidos, la roche en place est visible sous les alluvions.

La division du Gave en bras multiples, là où il creuse son lit entièrement dans les alluvions quaternaires, ne résulte pas d'une tendance actuelle au remblaiement, mais de la difficulté éprouvée par la rivière pour mettre en mouvement les lourds galets des alluvions quaternaires. C'est une différence avec la Neste et la Garonne sous-pyrénéennes, qui ne se divisent en bras qu'exceptionnellement. Elle est due probablement à une valeur du rapport puissance-charge plus petite pour le Gave.

Celui-ci, entre Nay et Orthez, passe d'un bord à l'autre de sa vallée quaternaire, sans parvenir à se fixer dans l'une des dépressions latérales. Il partage la Plaine de Nay en deux parties inégales, abandonnant les dépressions latérales au Lagoin et au Luz. Aussi cette plaine se compose-t-elle de deux open-fields enchâssés entre trois rubans bocagers.

Entre Orthez et Peyrehorade, le Gave a de nouveau un lit unique à méandres lorsqu'il s'enfonce dans les roches en majorité calcaires des plis prépyrénéens, à la traversée desquels la plaine quaternaire s'interrompt, la vallée se réduisant à la largeur du lit (Orthez, Baigts). Lorsqu'elle se dilate dans des terrains tendres (bassin de Lahontan), le Gave inscrit dans les alluvions quaternaires, plus fines qu'en amont, des méandres à déversement analogues à ceux de la Garonne dans la Plaine de Rivière.

L'apparition, en certains points du lit, de roches dures (calcaire urgonien ou éocène) où les eaux tourbillonnantes ont creusé des marmites d'érosion, ne se traduit pas par une augmentation de la pente moyenne, qui continue au contraire à décroître vers l'aval, mais elle se manifeste par des ruptures de pente locales qui ont fixé les sites de plusieurs usines (Orthez, Castetarbe, Baigts, Bellocq, Peyrehorade). Jusqu'à cette dernière localité, le Gave a donc récemment creusé son lit, conclusion qui rejoint celle à laquelle a conduit l'étude du réseau garonnais.

Son profil est une courbe dont la pente diminue assez régulièrement vers l'aval :

4,6 ‰ entre la blanchisserie de Lourdes et le pont de Nay (27 km. 800) ;

4 ‰ entre le pont de Nay et l'usine électrique de Bizanos, près de Pau (17 km. 200) ;

Sens de l'écoulement.

Gave de Mauléon	Gave d'Oloron	Gave de Pau
entre le moulin de Mauléon et le pont de Nabas . . . . . 3,7 ‰	entre Oloron et le pont de Navarrenx (26 km.) . . . 3,6 ‰	entre Bizanos et Orthez (49 kilomètres) . . . . . 2,6 ‰
entre le pont de Nabas et le confluent du Gave d'Oloron (15 km. 500) . . . . . 2,7 ‰	entre le pont de Navarrenx et le confluent du Saison (23 kilomètres) . . . . . 2,8 ‰	entre Orthez et Baïgts (8 kilomètres . . . . . 1,8 ‰
	entre le confluent du Saison et le pont d'Auterrive (11 km. 500) 1,8 ‰	entre Baïgts et la minoterie de Peyrehorade, quelques centaines de mètres en aval du confluent du Gave d'Oloron (28 kilomètres) . . . . . 1,2 ‰
	entre le pont d'Auterrive et le confluent du Gave de Pau (13 km. 700) . . . . . 1,1 ‰	

Pentes moyennes des gaves sous-pyrénéens.

Les secteurs se correspondent d'une rivière à l'autre, les plus abondantes ayant en général des profils légèrement surbaissés. Dans l'ensemble, les courbes sont concaves vers le ciel et les ruptures de pente, peu importantes, se situent à la traversée de roches plus dures.

2,6 ‰ entre Bizanos et Orthez (49 km.) ;
1,8 ‰ entre Orthez et Baigts (8 km.) ;
1,2 ‰ entre Baitgs et la minoterie de Peyrehorade (28 km.) ;
1 ‰ entre la minoterie de Peyrehorade et le confluent de l'Adour (10 km.).

Ce profil ne doit pas son allure générale au travail du Gave post-glaciaire. Il avait été régularisé (sauf dans le secteur Lourdes-Nay) avant le remblaiement fluvio-glaciaire dans lequel le Gave est encore presque partout en train de s'enfoncer. Il en est tout autrement pour les Gaves d'Oloron et de Mauléon.

2. Les Gaves d'Oloron et de Mauléon. — En effet, bien que la vallée du Gave de Mauléon, en aval de Tardets, et celle du Gave d'Oloron, entre Asasp et le confluent du Gave de Pau, présentent un beau développement de terrasses étagées, les rivières ont généralement atteint, sous les alluvions quaternaires, la roche en place. Dans la vallée du Gave de Mauléon, entre Laguinge et Gotein, une basse plaine, large d'un kilomètre entre Trois-Villes et Sauguis, accompagne la rivière. Elle a été élargie par érosion latérale au détriment d'une terrasse dont les talus conservent parfois la forme arquée d'un méandre

En aval de Gotein, et jusqu'à son confluent avec le Gave d'Oloron, le Saison coule au fond d'une tranchée de la largeur du lit, et généralement profonde de plus de dix mètres. Au-dessous des alluvions quaternaires se montrent les grès lités du crétacé supérieur, dans lesquels se sculptent des méandres à encaissement total, particulièrement vigoureux, entre le bray de Saint-Palais et le confluent du Gave d'Oloron. Les seules plages d'alluvions récentes que l'on puisse observer frangent vers l'aval les lobes convexes, ou s'abritent au fond des concavités abandonnées par suite de la migration des boucles. Au pont d'Osserain, les grès crétacés affleurent par leur tranche dans le lit du Gave, où les têtes de couches, mises en saillie par l'érosion de la rivière, provoquent une série de rapides en miniature.

Les alluvions actuelles ne tiennent pas davantage de place dans la vallée du Gave d'Oloron, où lit majeur et lit mineur ne se distinguent pas l'un de l'autre. Le Gave coule, surtout en aval d'Oloron, au fond d'une tranchée étroite, sinueuse

10. M. Pardé, Crues, inondations et débits maxima. *Atlas de France* (Comité National de Géographie, Paris) N° 22.

(méandres sculptés) et de plus en plus profonde, creusée dans la roche en place sous un revêtement alluvial. Cette tranchée s'élargit brusquement à Castagnède, dans des argiles triasiques, et quelques buttes d'ophite pointent seules au-dessus d'une plaine basse et unie, à 10 mètres seulement d'altitude absolue, où le Gave commence à se diviser en bras divagants.

Ainsi, dans les vallées des Gaves de Mauléon et d'Oloron, l'épisode le plus récent est un creusement énergique, le plus souvent dans la roche en place, car l'épaisseur du remblaiement quaternaire y est plus réduite que dans les vallées sous-pyrénéennes du Gave de Pau et de la Neste-Garonne, en raison de la moindre importance des glaciers quaternaires dans les hautes vallées du Gave d'Aspe et du Saison. Le creusement post-glaciaire a été plus important plus près de la montagne, dans la vallée du Gave d'Ossau.

3. Le Gave d'Ossau. — Le Gave d'Ossau coule à la même altitude (399 m.) à Arudy, au bord des Pyrénées, que le Gave d'Aspe au confluent du ruisseau d'Aydius, à la même distance du confluent commun des Gaves à Oloron. Mais tandis que le profil du Gave d'Aspe est une courbe régulière légèrement concave, celui du Gave d'Ossau se compose de deux sections, l'une très fortement concave, l'autre convexe (*dépliant* n° 6). La pente, d'abord exceptionnellement rapide (20 ‰) entre le pont de Germe, où se place une rupture de pente très brusque, et la passerelle de Buzy, distante de 3 kilomètres, diminue ensuite (8,6 ‰ pour 3 km. 500 entre la passerelle de Buzy et le moulin Vignau, 4,8 ‰ pour 13 kilomètres entre le moulin Vignau et l'Arrecq-Caout), pour augmenter à nouveau avant le confluent (7,7 ‰ pour 4 kilomètres entre l'Arrecq-Caout et Oloron).

L'irrégularité et la pente exceptionnellement forte de ce profil s'accordent avec l'allure jeune de la vallée, d'abord simple canyon résultant de l'effondrement de la voûte d'un conduit souterrain traversant des calcaires urgoniens, puis tranchée profonde de 50 à 100 mètres, creusée dans le flysch crétacé, où le gave sculpte des méandres à encaissement total. En aval de Rioute, la vallée devient moins sinueuse, et une banquette d'alluvions, à quelques mètres au-dessus de l'eau, marque peut-être une étape dans le creusement de cette partie de la vallée, en relation avec la confluence du Gave d'Oloron.

Mais, depuis cette époque, ce dernier s'est enfoncé plus vite que son affluent, dont la vallée est suspendue d'une dizaine de mètres. Les usines d'Oloron, installées dans la gorge de raccordement, utilisent la chute.

Le profil du Gave d'Ossau sous-pyrénéen est donc beaucoup plus chaotique que le profil correspondant du Gave de Pau entre Lourdes et Nay. Les raisons n'en sont pas seulement une dénivellation plus forte entre Arudy et Oloron qu'entre Lourdes et Nay, et une moindre puissance de la rivière, mais aussi une évolution commencée plus tard. Le Gave de Pau en aval de Lourdes a trouvé une vallée déjà creusée et élargie par les eaux de fonte de la langue glaciaire de Peyrouse, tandis que le détournement des eaux du Gave d'Ossau dans le canyon de Germe est peut-être post-glaciaire. Le contraste est encore plus éclatant avec la vallée de l'Adour, remblayée par d'autres émissaires du glacier de Lourdes.

4. **L'Adour**. — De Bagnères à Tarbes, l'Adour est encore un torrent pyrénéen. Entre le pont d'Asté et le pont de Pouzac (5 km.) sa pente de 19 ‰ égale presque celle du Gave d'Ossau dans le canyon de Germe. Elle est encore de 10 ‰ entre le pont de Pouzac et le pont de Salles (13 km. 500), de 9,1 ‰ entre le pont de Salles et le pont de chemin de fer à Tarbes (7 km.). La chute totale atteint 296 mètres pour 25 km. 500.

La forme générale du profil est concave, sans ruptures de pente (*dépliant* n° 6) mais elle comporte des convexités secondaires, par exemple à Pouzac. On les retrouve dans le profil en long de la plaine alluviale large de 800 à 1.500 mètres qui occupe le fond de la vallée, et dont le profil en travers convexe indique un remblaiement. La pente de la plaine diminue lorsque la vallée s'évase dans des roches tendres[11], par exemple entre Bagnères et Pouzac; elle augmente dans les étroits correspondant à la traversée de roches plus dures (syénites de Pouzac). L'Adour, aujourd'hui, tend vers un profil différent. Il s'enfonce en effet dans la plaine quaternaire, esquisse dans le secteur en pente plus forte de Pouzac une gorge de raccordement, et travaille à substituer au profil en travers convexe de la plaine un profil concave. Il occupe alternativement les dépressions latérales de la vallée quaternaire, tandis qu'un ruisseau paral-

11. Marnes triasiques (Viennot) non distinguées, sur la carte géologique de Tarbes, des calcaires du Lias.

lèle le relaie dans la dépression qu'il délaisse. Il coule ainsi en général sur un bord de la plaine, où les alluvions sont peu épaisses. Aussi lui arrive-t-il de mordre sur la roche en place (Montgaillard, Hiis).

A Hiis, la vallée quitte les terrains crétacés résistants (calcaires de Montgaillard, qui esquissent une côte tournée vers les Pyrénées) et s'élargit dans les poudingues de Palassou et les mollasses miocènes (5 kilomètres entre Odos et Barbazan-Debat). La plaine correspond à un véritable cône de déjection quaternaire, qui se soudait latéralement à un autre cône construit par un cours d'eau venant de Lourdes par la vallée d'Adé, et dont la terrasse d'Ossun, Azereix et Ibos est la partie conservée. L'Adour, en aval de Hiis, coule presque au niveau de cette plaine alluviale. A peine peut-on noter une légère tendance au creusement, car la pente n'est plus suffisante pour permettre à cette rivière de débit médiocre (11 m^3 8 à Maubourguet) d'exercer une érosion efficace dans les alluvions de la plaine, dont les gros galets ne pourraient être mis en mouvement que par des courants plus forts. Le lit majeur s'élargit, la rivière se divise en bras multiples : c'est, en petit, l'équivalent de la saligue du Gave de Pau.

La plaine construite par les apports conjugués du Gave d'Adé et de l'Adour quaternaires a cependant été entaillée par une rivière venue de Lourdes par Lézignan-Orincles et Juillan. La hauteur du talus, très bien conservé, qui sépare à l'O. la plaine de Juillan de celle d'Ossun, est de 25 mètres à Louey, 15 mètres à Juillan, 9 à 10 mètres au point où le gravit la route de Tarbes à Pau. A Oursbelille, le talus n'a plus que quelques mètres de haut. Les deux terrasses convergent donc vers l'aval, preuve que la cause du creusement se situait en amont[12]. Les eaux de fonte du glacier de Lourdes ont aménagé, dans le cône de déjection quaternaire, un lit beaucoup plus profond que l'Adour, dont la haute vallée ne conservait, à la même époque, que des glaciers beaucoup plus modestes.

Au N. de Talazac, il n'existe qu'une seule plaine alluviale, qui prolonge la plaine quaternaire de l'Adour-Gave d'Adé[13].

---

12. Cette convergence peut être rapprochée de celle des terrasses issues des deux vallums de Garrabet, dans la vallée de l'Ariège, et se confondant, quelques kilomètres plus loin, pour former la terrasse unique de Montgaillard (D. Faucher **123**, Goron **132**).

13. La notation a^2 (carte géologique de Tarbes) ne peut donc convenir.

Jacquot, auteur de la feuille de Castelnau, publiée en 1884, l'avait distinguée avec raison des lits majeurs actuels. Sa largeur (plus de 10 kilomètres entre Vic et Rabastens-de-Bigorre) s'explique par des coalescences de vallées plutôt que par l'importance du débit des rivières quaternaires. Son profil en travers reste légèrement convexe jusqu'à Maubourguet. De médiocres cours d'eau y coulent parallèlement, communiquant parfois entre eux par des rigoles aménagées pour l'irrigation, par exemple celle qui joint l'Adour à l'Echez entre Tarbes et Oursbelille. Cette dernière emprunte peut-être un ancien lit de l'Adour, affluent du Gave d'Orincles-Juillan. Le confluent de cet ancien Adour avec le Gave de Juillan aurait émigré vers l'aval jusqu'au confluent actuel de l'Echez, héritier du Gave d'Orincles, et de l'Adour, à Maubourguet. Cette migration a maintenu l'Adour à peu près au milieu de la plaine, dont les dépressions latérales ne sont suivies que par des cours d'eau plus modestes, à gauche l'Echez et les affluents que lui envoie le Plateau de Ger, à droite, le ruisseau aménagé sous le nom de canal d'Alaric, puis l'Estéous.

Les lits majeurs de ces différents cours d'eau forment des rubans bocagers séparés par des bandes d'open-field plus sèches[14]. La cause de ces contrastes est la même que dans la plaine de Nay. Les cours d'eau de la rivière d'Adour sont incapables de remettre en mouvement la totalité des alluvions grossières déposées au Quaternaire. Ils s'y enfoncent difficilement. Plus la pente diminue, et plus l'Adour se divise en bras tour à tour actifs et délaisssés, tandis que son affluent l'Arros maintient ses eaux rassemblées dans un lit très sinueux, mais unique[15].

III. — Les rivières non glaciaires.

Si la plupart des vallées des rivières issues des Pyrénées se signalent par la largeur de leur tapis d'alluvions, celles des cours d'eau plus modestes nés sur la bordure de la montagne ou sur le piémont surprennent souvent par leur profondeur à

14. Alicot, 27.

15. Au delà du confluent de l'Arros, l'Adour est une rivière de plaine, dont la pente est toujours inférieure à 1,2 p. mille et tombe à 0,1 p. mille dès l'amont de la cluse de Tercis, entre Saint-Jean-de-Lier (à 51 km. en amont du Bec du Gave) et Mées. (D'après la minute de la carte d'E.-M., le nivellement général n'ayant relevé le profil de l'Adour que jusqu'au pont de Saint-Sever : altitude du 0 de l'échelle : 33 m, 14).

première vue anormale. La plus profonde de toutes est celle de l'Arros.

Le profil en long de l'Arros est plus concave que celui de l'Adour[16]. Deux secteurs peuvent être distingués de part et d'autre de Chelle-Debat (*dépliant* n° 6). En amont, la pente moyenne est forte : 17,7 ‰ avant Bourg (sur 13 kilomètres environ). Entre Bourg et Chelle-Debat (23 km.), elle n'est déjà plus que de 5,6 ‰, devenant ainsi inférieure à celle de l'Adour en amont de Tarbes. Mais en aval de Chelle-Debat elle diminue encore : 1,9 ‰ entre Chelle-Debat et le pont de Marciac[17] (28 km.), 1,7 ‰ entre le pont de Marciac et le confluent de l'Adour (20 km.). Elle demeure donc inférieure à celle de l'Adour qui dépasse, en moyenne, 2,5 ‰ dans le secteur correspondant. Ainsi, l'Arros sous-pyrénéen coule dans une vallée plus profonde que celle de l'Adour : l'Arros est à 306 mètres à Bourg, l'Adour à 396 mètres à Arcizac; l'Arros à 210 mètres à Chelle-Debat, l'Adour à 230 mètres au pont de Bazillac. Aussi l'Arros a-t-il décapité l'Estéous, affluent de l'Adour.

L'Adour s'est laissé distancer par des ruisseaux plus modestes que l'Arros. Le fond de la vallée décapitée de son affluent l'Estéous, venu du Plateau d'Orignac, est à 280 mètres à Coussan, tandis que l'Adour à Tarbes est à 300 mètres. Or, à Coussan, la vallée de l'Estéous ne s'approfondit plus depuis la capture qui a eu lieu quelques centaines de mètres à l'amont. De même, la vallée de la Baïse-Darré, ruisseau du Plateau de Lannemezan, est plus profonde à Bonnefont que celle de l'Adour à Tarbes. Il suffit donc que les ruisseaux du Piémont ne soient pas trop minuscules pour qu'ils coulent à une altitude plus basse que l'Adour qui disposait, pour creuser sa vallée, du renfort de l'abondant Gave de Lourdes.

La grande épaisseur des alluvions dans la plaine de Tarbes (au moins 40 mètres à Juillan, au camp d'aviation), d'après un sondage qui n'a pas atteint leur base[18], suggère une première explication. La vallée du Gave-Adour aurait été creusée au moins aussi profondément que celles de l'Arros et des autres

16. En l'absence de levés du Nivellement général, ce profil a dû être construit d'après la minute de la carte d'E.-M. Les chiffres qui s'y rapportent sont donc approximatifs.

17. L'agglomération de Marciac est sur le Bouès, mais le territoire de la commune s'étend jusqu'à l'Arros et même au delà.

18. Renseignement oral communiqué par M. Mengaud.

ruisseaux du Piémont, puis elle aurait été en partie comblée par des alluvions fluvio-glaciaires très épaisses (60 à 70 mètres en amont de Tarbes), tandis qu'un remblaiement de cette nature ne pouvait se produire dans les vallées des ruisseaux nés sur le Piémont ou, comme l'Arros, sur le bord des Pyrénées. Mais le chiffre de 60 à 70 mètres, s'il n'est pas invraisemblable, n'a pas été vérifié par sondage. En second lieu, un remblaiement aussi important aurait été suivi, pendant et après la décrue glaciaire, d'un creusement tendant à retrouver le profil antérieur au remblaiement. Or, ce creusement est à peine esquissé, sauf dans la vallée du Gave d'Orincles. Enfin, l'explication précédente est inapplicable aux cas analogues observés dans d'autres parties du Piémont, aussi bien dans le bassin de l'Adour que dans celui de la Garonne.

En effet, les profils en long de la Garonne et du Salat, en amont de leur confluent, sont presque identiques, celui du Salat s'inscrivant cependant légèrement au-dessous de celui de la Garonne, bien que celle-ci l'emporte de beaucoup sur son affluent par l'étendue et l'altitude moyenne de son bassin d'alimentation (*fig.* 42). Dans la plaine de Pamiers, l'Hers s'est enfoncé plus vite que l'Ariège : il coule à 270 mètres à Rieucros, tandis que l'Ariège à Bénagues est à 310 mètres. De même, dans le réseau aturien, le profil de la Bidouze, qui par sa forte concavité rappelle le profil de l'Arros, s'inscrit en grande partie au-dessous de ceux des Gaves de Mauléon et d'Oloron et du Gave de Pau lui-même (*dépliant* n° 6). La Bidouze coule à 50 mètres d'altitude à Bénasque, le Gave de Mauléon à 100 mètres à Underrein; la Bidouze n'est plus qu'à 25 mètres à Issalle-Ilhan, tandis qu'à moins de 5 kilomètres de ce point, le confluent des Gaves d'Oloron et de Mauléon se situe à 40 mètres. On note un avantage analogue en faveur de la Joyeuse. Or, rappelons-le, les Gaves creusent leurs lits dans la roche en place, au-dessous d'une mince nappe d'alluvions quaternaires. Les différences constatées ne peuvent être mises sur le compte du remblaiement des grandes vallées; les Gaves n'ont jamais creusé les leurs aussi profondément que la Bidouze.

Comme la roche encaissante et les altitudes de départ de l'érosion sont à peu près les mêmes, le retard des grandes rivières sur les petites semble provenir d'une charge alluviale

proportionnellement plus lourde, qui a absorbé la plus grande partie de la puissance brute. Celle-ci n'a même pas suffi, dans la plupart des cas, à assurer le transport de tous les matériaux venus de l'amont, puisque les grandes rivières ont à certains moments remblayé leurs vallées. Leur lourde charge provenait des matériaux arrachés aux bassins montagnards par l'érosion glaciaire et périglaciaire, ce qui a eu pour conséquence un arrêt du creusement, ou un remblaiement, dans le Piémont. Le retard a été moindre dans les vallées qui n'avaient que de petits glaciers (Salat, Gave de Mauléon). Aussi le Salat, par exemple, a-t-il pris un léger avantage sur la Garonne qui recevait de l'amont des quantités beaucoup plus grandes de débris. Pendant la période glaciaire, l'Arros, la Bidouze et les ruisseaux du Piémont, dont les bassins se trouvaient entièrement hors de la zone des neiges persistantes, ont continué à creuser leurs vallées, devançant dans ce travail les rivières pyrénéennes. Le plus important de ces cours d'eau, l'Arros, creusait activement sa vallée pendant que, dans le voisinage, le Gave d'Adé-Adour exhaussait son lit d'au moins 40 mètres[19].

Depuis la fonte à peu près complète des glaciers, les rivières pyrénéennes travaillent à rattraper le temps perdu. Mais elles rencontrent des conditions peu favorables héritées de la période glaciaire. En effet, les glaciers qui se sont avancés jusqu'au bord de la montagne ont apporté de graves perturbations dans le réseau sous-pyrénéen : certaines vallées sont mortes, ou à demi-mortes (vallée du Gave-Adour, où la rivière la moins importante, l'Adour, se trouve seule aujourd'hui). De plus, les courants proglaciaires ont déposé des alluvions formées surtout

19. Pour les mêmes raisons, la vallée de la Garonne en amont du confluent du Tarn est moins profonde que celles de ses affluents descendus du Massif Central, où les pentes sont moins fortes que dans les Pyrénées et où dans le passé, l'érosion glaciaire a été négligeable. Le rapport puissance-charge est à l'avantage du Tarn et de l'Aveyron. Ils transportent beaucoup de troubles, par exemple les fines particules d'argile qui, dix mois par an, colorent le Tarn en rouge. Mais ils ne roulent que de petits galets dont le diamètre n'atteint ou ne dépasse qu'exceptionellement 10 ^{cm} et qui constituent une charge relativement légère. La Garonne au contraire reçoit des Pyrénées des galets beaucoup plus gros, et en beaucoup plus grande quantité. Il s'y mêle peu de troubles argileux, mais beaucoup de sable grossier et de gravier, dont le transport absorbe une énergie plus grande. Comme les terrasses de la Garonne sont également en pente plus forte que celles du Tarn, et qu'on les rencontre, en amont du confluent, à des altitudes absolues plus grandes, on peut dire que, pendant toute la période de creusement des vallées, la Garonne a été plus chargée que le Tarn et l'Aveyron. (Tableau comparatif de quelques altitudes dans LEYMERIE, **165**, p. 923).

par de gros galets, que les rivières actuelles ne peuvent pas transporter. Enfin, la perméabilité des alluvions est une autre condition défavorable : une partie du débit s'écoule souterrainement, et est perdue pour l'érosion. Au contraire, les ruisseaux du Piémont coulent sur des plaines d'alluvions limoneuses dont les fines particules sont faciles à mettre en mouvement. La forme concave de la plaine de l'Arros indique un creusement récent beaucoup plus important que celui de l'Adour dans les alluvions caillouteuses de la plaine de Tarbes. Aussi une terrasse de 10 à 12 mètres apparaît-elle dans les vallées affluentes, tandis que la rivière d'Adour ne comporte qu'un seul niveau[20]. L'évolution des rivières du Piémont, distincte de celle des rivières d'origine pyrénéenne dont elles sont les affluents, met donc en évidence l'influence, sur le creusement, des agents climatiques qui ont modelé aussi les profils en travers des vallées.

---

20. Repelin, **210**, p. 141-142.

Chapitre IX.

LES VALLÉES DISSYMÉTRIQUES

Nous avons déjà signalé le déplacement fréquent, au Quaternaire, des cours d'eau sous-pyrénéens vers l'E., nous réservant de l'expliquer en étudiant la dissymétrie des vallées qui en est, selon nous, inséparable. Cette dissymétrie s'observe sur quelques-unes des grandes vallées des rivières issues des Pyrénées, aussi bien que sur la plupart des petites vallées des ruisseaux du Piémont. La largeur des grandes vallées, le développement qu'y prennent souvent les terrasses et la distance qui sépare la base des versants (égale à dix fois ou même cent fois leur hauteur), confèrent à leur dissymétrie un caractère grandiose, mais moins constant que dans les petites vallées[1].

I. — Les grandes vallées dissymétriques.

On rencontre parfois dans les grandes vallées des dissymétries d'origine structurale. Mais le plus souvent, elles ont pour cause la forme légèrement renflée au centre des plaines alluviales. Les rivières suivent l'une des dépressions latérales, au pied d'un versant. A l'origine, la vallée est donc une auge alluviale à peu près symétrique. Mais elle ne le reste pas toujours, parce que le versant longé par la rivière peut continuer à être rafraîchi par elle, tandis que le versant abandonné s'adoucit sous l'effet du ruissellement, des glissements en masse ou de la lente descente du manteau superficiel (creeping). La

1. Nous avons renoncé à une analyse morphométrique de la dissymétrie des vallées pour les raisons suivantes : 1° grand développement des plaines alluviales au fond des vallées, et des paliers de terrasses subhorizontaux sur les versants longs; 2° recoupement fréquent des versants, et raccourcissement du versant long d'une vallée par le recul du versant raide de la vallée située immédiatement à l'O.; 3° l'indice de dissymétrie $\frac{l}{L}$ peut être le même pour des profils en travers de forme très différente; 4° comme, dans les roches tendres de la région sous-pyrénéenne, les vallées larges de quelques centaines de mètres sont souvent presque aussi profondes que celles qui mesurent plusieurs dizaines de kilomètres, le rapport $\frac{l}{L}$ devient fonction de la largeur des vallées et perd à peu près toute signification.

dissymétrie change de sens si la rivière passe d'un bord à l'autre de la plaine. Mais lorsque le déplacement latéral des cours d'eau fait apparaître une direction privilégiée, un problème se pose. Le cas se présente parfois dans le réseau de l'Adour.

1. La dissymétrie de l'Adour landais. — En général, les grandes vallées du réseau de l'Adour ne sont pas dissymétriques. La présence de l'Ousse, puis du Luy, sur le bord droit de la vallée morte du Gave de Pontacq, indique cependant une tendance des cours d'eau à appuyer vers leur droite. C'est une tendance inverse que révèle la dissymétrie de la vallée de l'Adour entre Riscle et Gousse. A gauche un raide coteau, haut de 70 mètres, limite les plateaux de la Chalosse. Le versant droit se présente au contraire comme un plan doucement incliné, long de 10 à 12 kilomètres au N. de Saint-Sever, à Haut et Bas-Mauco (*pl.* I), entre Adour et Midou, à des altitudes qui peuvent approcher celles du coteau de rive gauche (Bramepan, 95 m.) mais ne les égalent nulle part.

Pour L.-A. Fabre, le versant gauche serait redressé parce qu'il serait frappé de plein fouet par la pluie poussée par les vents du N.-O.[2]. Mais il suffit de regarder le croquis de Fabre pour constater que l'orientation de ce versant est presque parallèle à celle des vents dominants, tandis qu'elle est, au contraire, conforme aux directions structurales.

Il n'est guère douteux, en effet, que la dissymétrie de la vallée de l'Adour landais ait une origine surtout structurale. Les terrains qui affleurent sur le versant raide (mollasse oligocène, grès éocène et, par places, calcaires marmoréens du Crétacé supérieur), sont plus résistants et plus anciens que ceux du versant droit, formés de dépôts peu consistants tous post-helvétiens. Les terrains du versant gauche plongent vers le N. et sont peut-être interrompus par des failles. De plus, la direction du versant raide est indépendante de celle de l'Adour[3]. Entre Gousse et le pont d'Audignon, un escarpement rectiligne, long de 25 kilomètres, borde successivement la vallée de l'Adour et celle de son affluent le Gabas. Sa direction est exactement prolongée, à l'E., par les vallées du Tély-Pichegaric

2. Fabre, 118.

3. Rappelons que l'Adour s'est installé sur une couverture de Sables fauves qui s'est étendue sur toute la région.

et du ruisseau de Treylure, dont l'alignement pourrait être aussi d'origine structurale. Cette première ligne de coteaux est relayée, à l'E. du Gabas, par les coteaux de Saint-Sever, d'orientation analogue. Tout se passe comme si l'Adour dégageait, en les abordant obliquement, des accidents structuraux successifs disposés en coulisse : les anticlinaux faillés d'Audignon et de Louer. Le bord de la Chalosse n'a donc pas la même origine que les versants raides différemment orientés des grandes vallées dissymétriques du réseau garonnais.

2. La dissymétrie des grandes vallées du réseau garonnais. — Dans le réseau garonnais, les versants droits des grandes vallées sont presque toujours de raides coteaux que l'on ne peut attribuer à une cause structurale. Ils sont l'œuvre du sapement latéral des rivières. Ce sont de vraies falaises fluviales. Les menus vallonnements du Terrefort s'interrompent au bord de leurs parois jaunâtres alvéolées de cirques d'éboulement, et tranchées comme à l'emporte-pièce. Rarement, sauf peut-être le long des falaises marines dont celles du pays de Caux sont le type, deux processus d'érosion différents s'affrontent aussi brusquement.

Les cirques d'éboulement, sortes d'hémicycles de quelques centaines de mètres de rayon, sont en rapport avec des méandres actuels ou anciens. Parfois, une boucle de la rivière est encore logée dans l'alvéole qu'elle a creusé et continue à l'élargir vers l'aval. Les exemples en sont nombreux le long de l'Ariège au S. et au N. de Pamiers (Bénagues, Pamiers, Bonnac, Le Vernet d'Ariège sur la rive gauche, entre Cintegabelle et Auterive, ainsi qu'à Clermont, sur la rive droite), le long de l'Hers (en face de Saint-Amadou, de Seigneurie, et aux environs de Calmont) et dans la vallée de la Garonne en amont de Muret. Les méandres ont vigoureusement mordu le bord du Terrefort, dont ils ont même détaché, par recoupement, des buttes qui sont d'anciens lobes convexes, comme celle du Castéla à Pamiers, où la boucle du méandre recoupé, autrefois occupée par un lac en croissant qui a donné son nom au quartier de Lestang, est empruntée aujourd'hui par le canal qui entoure la ville[4].

L'attaque se produit en un point quelconque du versant; l'origine du méandre n'est donc pas à chercher dans tel détail

4. Pouech, 203.

structural ou topographique, mais dans les lois de l'écoulement fluvial. Cependant, lorsque le méandre coïncide avec un confluent, c'est-à-dire avec un point faible du versant déjà entamé par l'affluent, il peut acquérir un développement exceptionnel et évider, comme à Carbonne, une poche d'érosion profonde dans la bordure des plateaux du Terrefort. Ces attaques sont d'autant plus énergiques que le creusement est plus actif. Elles se sont multipliées pendant la phase de creusement récent qui a amené les rivières à s'enfoncer dans leur plaine fluvio-glaciaire. A Carbonne, l'approfondissement du lit, étroitement encaissé, est d'une quinzaine de mètres. Ces méandres à encaissement total appartiennent à un type original, car l'un des versants étant beaucoup plus élevé que l'autre, l'érosion exerce toujours du même côté ses manifestations les plus impressionnantes. En particulier, le glissement des boucles vers l'aval amenuise les cloisons séparant deux alvéoles consécutifs, celui d'amont tendant à rattraper celui qui le suit immédiatement en aval : il reste un éperon pointu dominant la vallée.

Les versants ainsi sapés par la rivière sont en équilibre instable, d'autant plus que la roche qui les forme, la mollasse, est de médiocre tenue. Avec les progrès du sapement, il arrive que la base du versant cède à la poussée des couches supérieures. D'énormes paquets de roche s'affaissent alors, glissant vers le fleuve suivant un mouvement de rotation le long de la surface de décollement (*fig.* 43). Tout un pan de plateau peut s'effondrer ainsi, le fragment basculé conservant parfois à sa partie supérieure un morceau intact de la surface topographique incliné non vers le fleuve, mais vers le nouveau versant[5]. Le recul a été assez rapide pour que les affluents n'aient pu maintenir leurs vallées raccordées à celle du fleuve. Les falaises fluviales sont ainsi échancrées par de multiples valleuses, sortes de berceaux évasés souvent profondément entaillés à l'aval par le ruisseau, preuve que le recul du versant a cessé et que l'érosion verticale tend à reprendre l'avantage.

En effet, le sapement n'est plus guère actif aujourd'hui. Sans doute, surtout dans les parties des plaines les plus voisines des Pyrénées, où la pente demeure forte, comme à Carbonne ou à Bénagues, certains méandres s'agrandissent encore. Mais sur la

5. Voir en particulier Ward (W. H.), The stability of natural slopes, *Geog. Jour.* (mai-juin 1945) **105** 170-197, 6 fig. pl. phot. — On peut rapprocher de cette évolution celle de la Côtière de Dombes.

plus grande partie de leur longueur, les versants ne sont plus que très exceptionnellement attaqués. Souvent la rivière s'écarte de leur pied et abandonne une petite plaine alluviale. Un peu partout, des éboulements sont signalés de temps à autre, surtout après les grandes pluies. Ils sont la conséquence de la

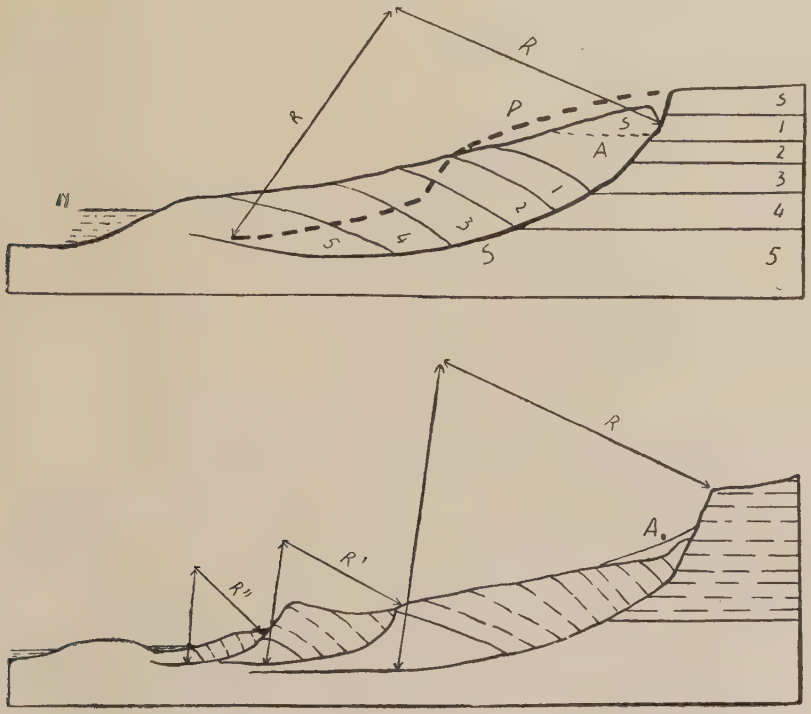


FIG. 43. — Schémas de l'évolution de versants argilo-marneux sapés à leur base. Hauteur totale du schéma supérieur : 10 mètres environ; P, profil avant le glissement et falaise taillée par sapement latéral; N, niveau de l'eau; S, surface de décollement et glissement; R, rayon du mouvement de rotation; A, éboulis; S, sol; Hauteur totale du schéma inférieur : 200 mètres environ. Craie à la partie supérieure, argile à la partie inférieure. Glissements successifs. (D'après KEMPTON et WARD.)

raideur des versants abandonnés, qui tendent vers un meilleur équilibre. Ces falaises fluviales sont bien près d'être des falaises mortes. Dès 1859, Leymerie soulignait que si la Garonne avait encore une « tendance marquée et actuelle à se porter et à se maintenir vers la droite, cette tendance était bien plus grande ou au moins beaucoup plus efficace » à l'époque quaternaire, où

les cours d'eau étaient plus puissants. La Garonne d'aujourd'hui ne serait « qu'un mince résidu des anciennes eaux », et la tendance à se porter vers la droite serait maintenant trop faible pour que le fleuve soit encore capable de ronger sa rive droite « protégée par d'anciens éboulements »[6].

En 1895, Ed. Harlé, a montré que le coteau de droite est parfois le théâtre d'éboulements énormes, favorisés par son orientation à l'O., qui lui fait recevoir beaucoup de pluie. « En 1855, à la suite de grandes pluies, un de ces éboulements du coteau droit s'est produit subitement à Capens, et a complètement barré la Garonne. Mais une forte crue, survenue peu après, a rétabli le lit de la rivière, transportant au loin en aval de gros blocs de marne dure. » Cependant « cette descente brusque est une exception. Presque toujours, la descente est lente et continue, ce qui favorise l'enlèvement simultané des matériaux par la Garonne ». « Ces mêmes effets ont dû se produire autrefois, mais bien plus développés à cause de l'abondance des pluies. La Garonne a dû trouver plus de résistance dans la berge de gauche, qui s'éboulait peu, que dans la berge de droite, qui s'éboulait beaucoup, et cette différence a pu contribuer à lui faire élargir surtout vers la droite la plaine où elle divaguait »[7].

En 1924, Chaput a comparé la grande courbe garonnaise, « l'anse de Toulouse », à un immense méandre, et les terrasses enveloppées par la courbe aux terrasses polygéniques abandonnées, au cours d'un creusement continu, par un fleuve se déplaçant latéralement par accentuation du méandre[8]. Suggestion trop hardie, que son auteur, dans une étude plus approfondie parue trois ans après, dut beaucoup nuancer[9]. Les terrasses séparées par des talus élevés et continus sur de grandes longueurs ne peuvent en effet être regardées comme de simples glacis de lobe de méandre. De plus, l'anse de Toulouse n'a pas évolué à la façon d'un méandre, car on n'observe pas de migration vers l'aval. Enfin, même s'il en était ainsi, il resterait à expliquer pourquoi le méandre s'est formé et le problème de la migration vers l'E. ne serait que déplacé. Il demeurerait entier pour les vallées dissymétriques ne dessinant pas d'anse.

---

6. **160.**
7. HARLÉ, **138.**
8. CHAPUT, **65.**
9. CHAPUT, **66.**

Ce problème est compliqué par l'existence de déplacements de sens inverse. Dans la plaine de Pamiers, l'Ariège suit, sur sa gauche, le pied de coteaux aussi raides que ceux de l'Hers, qui leur font face. La Garonne, en aval de Toulouse, a également abandonné les coteaux de rive droite pour glisser vers la gauche. De plus, les coteaux raides sont très diversement orientés : ceux de la Garonne en amont de Toulouse regardent le N.-O., ceux de l'Hers l'O. et le S.-O., comme les coteaux de l'Ariège en aval de Cintegabelle, de la Garonne en aval de Toulouse et du Tarn en aval de Saint-Sulpice. Mais les coteaux de l'Aveyron regardent le S., ceux de l'Ariège en amont de Saverdun l'E.

Tant de variété n'a probablement pas une cause unique. En amont de Saverdun, le glissement de l'Ariège vers l'O. pourrait s'expliquer par le plongement, dans la même direction, des dépôts oligocènes[10]. Mais il résulte aussi, d'après M. Faucher, de la tendance de la rivière à rectifier son cours, pendant les phases de creusement successives. La même explication est valable pour la Garonne qui, de Toulouse à Castelsarrasin, suit le chemin le plus direct à travers la basse terrasse.

Mais les déplacements vers la droite, qui sont les plus fréquents, paraissent indépendants des conditions locales. Ils participent d'un mouvement général qui entraîne tous les cours d'eau, petits et grands. La vallée de la Garonne en amont de Toulouse n'est que la plus occidentale des vallées dissymétriques de l'éventail gascon, mais une vallée dissymétrique à la mesure d'un fleuve. L'Ariège en aval de Saverdun, le Tarn et l'Aveyron en aval de Saint-Sulpice et de Montricoux, la Garonne en aval de Toulouse avant son récent retour vers la gauche, se sont tous déplacés dans le même sens. Un grand nombre de petits cours d'eau les ont imités. La description de leurs vallées dissymétriques doit donc précéder une tentative d'explication générale. Mais auparavant, nous résumerons les enseignements des grandes vallées.

1° La dissymétrie est contemporaine du creusement des vallées. C'est un caractère hérité, qui s'entretient tout au plus, et parfois est en train de s'effacer (Leymerie, Harlé).

2° La dissymétrie résultant de la migration des rivières vers l'E. n'est pas un fait constant. En particulier dans les régions de confluences, les rivières peuvent être rejetées vers l'O. Dans

10. Goron, 133.

ce cas, la morphologie du versant sapé est identique à celle qui résulte de la migration des rivières vers l'E. (bord du Terrefort appaméen, talus mollassique des terrasses de la Garonne en aval de Toulouse).

3° En aucun cas, la rivière n'a été amenée à se déplacer par apport d'alluvions provenant d'un des versants en plus grande quantité que de l'autre. Sur la rive opposée au talus sapé s'observent toujours soit une plaine alluviale, soit un escalier de larges terrasses dont les paliers et les talus, surtout les plus bas, sont très frais et ne montrent aucune forme de glissement. La passivité totale des versants longs est certaine.

4° En revanche, il se peut que le versant qui a reculé ait présenté une plus grande fragilité que l'autre (Harlé). Il serait, et surtout aurait été, frappé directement par la pluie qui tombe par vent d'O., circonstance favorisant les éboulements. Cependant, sur ce point, deux réserves paraissent s'imposer :

a) les versants exposés à l'E. reculent aussi bien que les autres lorsque la rivière se déplace vers l'O. (voir 2°) ;

b) les deux versants ne peuvent évoluer de façon différente sous l'action combinée de la pluie et du vent qu'à partir du moment où le versant exposé à l'O. est déjà plus raide que l'autre. Dans une vallée très large et très ouverte, comme celle de la Garonne, les effets propres de la pluie frappant les versants ne peuvent différer sensiblement que si la vallée est déjà dissymétrique (réserve formulée pour la première fois par M. D. Faucher à propos des vallées gasconnes).

5° La dissymétrie a donc pour cause principale le déplacement latéral de la rivière, avec comme résultat l'évolution différente des versants. Dans certains cas (régions de confluence), la migration latérale est déterminée par des phénomènes d'alluvionnement rejetant la rivière sur un bord de la plaine. Si les deux bords sont suivis par des rivières, les deux versants sont raides : plaine de Pamiers, plaine de Lavilledieu, près de Montauban.

Ainsi, la dissymétrie des grandes vallées est en relation avec des causes diverses : convexité de la plaine alluviale rejetant le cours d'eau sur l'un des bords, évolution des confluents, et toute autre cause entraînant une migration latérale prolongée. C'est pourquoi elle est moins régulière et moins constante que la dissymétrie des petites vallées.

II. — Les petites vallées dissymétriques.

Une carte d'ensemble (*dépliant* n° 7) montre que la dissymétrie des vallées est un fait à peu près général au N. des Pyrénées depuis la Porte d'Aquitaine jusqu'au Pays Basque. Les espaces blancs correspondent aux plaines et aux terrasses caillouteuses des grandes vallées où, par suite de la perméabilité des alluvions, le réseau est beaucoup moins dense qu'ailleurs, ou lorsqu'il existe, est constitué par des ruisseaux coulant presque à fleur de sol (vallées de l'Ariège, de la Garonne, vallées successives du Gave de Pau). Les parties hautes des plateaux de Lannemezan et de Ger, non encore découpées par des vallées, sont dans le même cas. L'érosion est encore ici dans l'enfance. Mais la carte montre surtout le rôle capital de l'orientation.

1. L'orientation des vallées. — Tous les versants raides sont exposés à l'O. l'angle sous lequel ils regardent cette direction pouvant d'ailleurs varier beaucoup. Dans les cas extrêmes, ils regardent le N.-N.-O. ou, plus rarement le S.-S.-O.

La dissymétrie à versant redressé tourné vers l'O. ne prévaut pas seulement à l'E. de l'Adour, comme l'a écrit Fabre, mais aussi à l'O. de cette rivière. Il n'est pas exact que sur le plateau de Ger et en Chalosse « les talwegs dérivent le plus souvent vers le S.-O., à gauche »[11]. Fabre cite la vallée du Luy de France (carte d'E.-M., feuille d'Orthez). C'est une vallée à fond alluvial large et plat, à versants redressés, sans dissymétrie. Aux environs de Mant, le versant droit, plus bas que l'autre, s'identifie avec le talus d'une terrasse alluviale, tandis que le versant gauche est taillé tout entier, sans ressaut, dans les dépôts tertiaires. Cette disposition avait déjà été signalée par Jacquot [12] comme remarquable « parce qu'elle se produit en sens inverse de la généralité des cas ». Mais ni Jacquot ni Fabre ne semblent s'être avisés que terrasse et alluvions de rive droite n'appartenaient pas au Luy, mais à un bras diffluent de l'ancien Gave de Garlin. Le Luy est installé dans une dépression latérale de l'ancienne plaine, et la dissymétrie, d'ailleurs toute relative, est la conséquence d'un fait banal. La carte montre cependant d'autres exceptions, tantôt isolées, tantôt intéressant les vallées de toute une région.

11. 118.
12. 147, 2me partie.

a) *Les exceptions isolées.* — Entre Arthez et Audéjos (E.-M. Orthez), la vallée de la Geule, ruisseau de la serre d'Arthez, se divise en trois parties : l'amont, symétrique; la partie aval, entaillée dans la haute terrasse du Gave, symétrique; la partie moyenne, présentant une dissymétrie inverse de la dissymétrie habituelle, le versant raide regardant le N.-N.-E. Un peu plus au S., près de Labastide-Montréjeau, un petit ravin montre également une dissymétrie inverse. Il en est de même, dans une tout autre région, de la partie supérieure de la vallée de la Boulouze, affluent de droite de la Save à l'E. de l'Isle-Jourdain.

Pour la Geule comme pour la Boulouze, le sommet du versant long est sensiblement plus élevé que celui du versant raide. La Geule détache du flanc de la serre d'Arthez un étroit promontoire. La Boulouze longe la dorsale caillouteuse d'entre Garonne et Save (Lomagne), et la sépare de la région plus basse des collines gasconnes. Le ruissellement, plus actif sur le versant le plus élevé, donc le plus long, a sans doute hâté l'évolution de ce dernier, tandis que les débris qui en descendaient ont repoussé le ruisseau contre le versant opposé, moins raviné. De plus, le creusement rapide de la vallée principale devait avoir pour conséquence un déplacement du confluent vers l'amont; l'affluent, tendant à prendre le tracé le plus direct, a été ainsi attiré et maintenu au pied du versant gauche de sa vallée[13].

Cette évolution a été grandement facilitée par le peu de consistance des mollasses dans lesquelles toutes ces vallées sont creusées, mais on ne peut invoquer d'influences structurales. Il n'en va pas de même lorsque la dissymétrie inverse intéresse toutes les vallées d'une même région.

b) *La dissymétrie structurale des vallées lauragaises.* — Lorsque, partant de Toulouse, on remonte la vallée de l'Hers en direction du col de Naurouze, on ne tarde pas à voir, dès Montlaur, les petites vallées qui s'embranchent perpendiculairement, au N., sur celle de l'Hers, devenir dissymétriques. Toutes les croupes, taillées dans la mollasse stampienne, s'inclinent doucement vers le N.-O., tandis qu'elles tournent vers le S.-E. un versant de plus en plus redressé. Au relief anarchique et mou du Terrefort des environs de Toulouse se substitue un paysage nettement orienté, dont la répétition laisse deviner une influence

13. V. Hilber, Asymetrische Täler, *Pet. Mit.* (1886) 171-177, a donné de ce mécanisme une théorie qui mériterait d'être plus connue.

structurale. L'apparition, à Avignonet, des bancs de calcaire de Briatexte, qui plongent vers le N.-O. et donnent, du côté du S.-E., une corniche dominant la dépression des mollasses sannoisiennes, ne peut laisser de doute. Un coteau au profil brusqué, précédé de buttes-témoins elles aussi fortement dissymétriques, comme celle de Montferrand, puis l'alignement d'une nouvelle côte, celle des calcaires éocènes, révèlent la structure monoclinale de toute la région, la montée des assises tertiaires du Bassin aquitain vers la Montagne Noire. Ainsi, les versants raides des vallées du Lauragais, au N. de la dépression de l'Hers, sont des côtes ébauchées; leur formation a été facilitée par l'hétérogénéité de la mollasse stampienne où alternent, en lits irréguliers, marnes, sables, argiles et couches de graviers, tous affectés par la même inclinaison vers le N.-O.

Au S. de la dépression de l'Hers domine la direction conséquente, et l'Hers ne reçoit que des affluents très obliques. Aussi les cas de dissymétrie sont-ils plus rares, sans être tout à fait absents[14]. Ils sont particulièrement nets sur les ébauches de tronçons « subséquents », entre Aiguevives, Nailloux, Venerque et Auterive. Les couches tertiaires, jusque dans cette région, trahissent le voisinage du massif ancien de la Montagne Noire, qui se prolonge jusque-là à faible profondeur, et que décèlent aussi des anomalies positives de la pesanteur[15].

2. Limites de la région à vallées dissymétriques. — La dissymétrie n'est vraiment la règle que dans une zone d'un seul tenant, approximativement limitée par les Pyrénées, la vallée de la Garonne, celle du Gave d'Oloron, et une ligne joignant Navarrenx à Lombez par Plaisance, le S. d'Auch et Saramon. A l'extérieur de cette ligne s'étendent de véritables marges, où la dissymétrie s'atténue, devient sporadique et finalement disparaît.

a) *Le Terrefort d'entre Ariège et Garonne* appartient à cette zone de marges. Les vallées principales, orientées S.-N. ou S.-E. - N.-O., sont dissymétriques, tandis que les ravins affluents, de direction à peu près perpendiculaire, ne le sont pas. Seule la vallée de l'Arize, sur la bordure prépyrénéenne entre Sabarat et

14. M. D. Faucher nous a signalé des dissymétries sur des rivières conséquentes, mais monoclinales, à l'O. de Villeneuve-la-Comtal.

15. *Carte au 500.000e des levés gravimétriques. Anomalies résiduelles.* (Compagnie Générale de Géophysique et Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, Rapport annuel, 1947, annexe 4). — Depuis que ces lignes ont été écrites, un sondage de reconnaissance a atteint le socle primaire au S. de Toulouse, aux environs de Muret.

Daumazan, est pour partie monoclinale. Mais en aval de Daumazan le versant droit, taillé dans les mollasses miocènes, reste redressé; après avoir tourné au N.-E., il se relie, à Carbonne, aux coteaux de rive droite de la Garonne. Une plaine alluviale large d'un kilomètre à un kilomètre et demi le sépare d'un versant long où les terrasses prennent un grand développement.

La vallée moins large de la Lèze (qui n'a pas, comme l'Arize un bassin d'alimentation pyrénéen), reproduit la même disposition. La dissymétrie, bien marquée dans la partie amont, aux environs d'Artigat, s'atténue progressivement vers l'aval, tout en restant sensible jusqu'au voisinage du confluent avec la Garonne. Mais c'est la haute vallée de l'Estrique, dans le Terrefort appaméen, qui conserve la dissymétrie la plus vigoureuse.

De petits bancs calcaires, inclus dans la mollasse de l'Armagnac, forment des corniches qui accentuent le profil redressé des versants droits, surtout dans la vallée de la Lèze (Saint-Ybars). Sur la carte géologique (Pamiers), ils dessinent un liséré rectiligne suivant de près le talweg. Sur le versant gauche, ils en sont beaucoup plus éloignés et leur contour est festonné, car l'évolution de ce versant long est commandée non par l'action de sape de la rivière émigrant vers l'E., mais par le travail des ruisseaux affluents. La dissymétrie est indépendante des pendages, d'ailleurs très faibles, des bancs calcaires. En comparant les altitudes des bancs, lorsque ceux-ci offrent une continuité suffisante, il semble qu'on puisse définir un ample synclinal, dont la Lèze suivrait à peu près l'axe. Les pendages seraient donc vers l'O. à droite de la Lèze, vers l'E. à sa gauche. Or la dissymétrie est partout de même sens. Enfin, elle existe même lorsque les bancs calcaires manquent.

Que les deux versants aient des corniches calcaires (Dourne) ou qu'ils soient entièrement mollassiques (Latou en amont de Saint-Martin-d'Oydes), celui qui regarde l'Ouest est le plus raide. Les vallées obliques (Latou en aval de Saint-Martin) n'ont plus qu'une dissymétrie très atténuée. Celle-ci est donc indépendante de la structure, et le rôle de l'orientation apparaît décisif.

b) A l'extrémité occidentale du Piémont, le *Bas Pays basque*, dans sa partie voisine des Pyrénées, appartient aussi à la zone marginale des régions à vallées dissymétriques. Entre la Bidouze et la mer, elles sont encore rares, en dépit de l'orientation à peu près S.-N. des principaux affluents de gauche de l'Adour.

Les vallées profondes des Landes d'Hasparren se montrent localement dissymétriques, le versant tourné vers l'O. ou le N.-O. étant plus redressé que l'autre. Presque toutes ces vallées ont un tracé sinueux, peu favorable à l'acquisition d'une dissymétrie en rapport avec l'orientation, propice au contraire à la dissymétrie alternée qui résulte de l'évolution des méandres encaissés. La rareté des coupes rend bien difficile d'apprécier le rôle des pendages du flysch crétacé.

Le même problème se pose plus à l'E., en basse Soule. Entre Saint-Palais et Mauléon, la dissymétrie de la vallée du Saison et de celles de ses affluents subsiste lorsqu'on passe du flysch crétacé surtout calcaire aux schistes calcaréo-marneux, plus tendres, du bray de Saint-Palais; elle se maintient quand les rivières pénètrent à nouveau dans le flysch. Mais comme elle coïncide avec la terminaison périclinale du pli de Saint-Palais, elle pourrait être d'origine structurale. Quelques kilomètres plus à l'O., dans les schistes de la boutonnière anticlinale, la vallée de la Bidouze présente une dissymétrie inverse.

On ne peut donc affirmer que la dissymétrie de certaines vallées du Pays basque soit en rapport avec l'orientation. Mais l'opposition locale des versants tournés vers l'O., raides et le plus souvent boisés, et des versants tournés vers l'E. où, sur des pentes douces, se sont installées cultures et habitations, annonce les paysages des vallées gasconnes.

c) *La zone marginale la plus étendue et la plus variée d'aspect s'étend du côté du N.*, très loin en direction de la Garonne. La dissymétrie, inconnue, semble-t-il, sur le Plateau landais, où les vallées sont très récentes, apparaît dès son pourtour. On l'observe dans celle du Bez et, en aval du confluent de ce ruisseau, dans celle de la Midouze vers Meilhan et Tartas[16]. Dissymétriques aussi, quoique de façon très atténuée, surtout vers l'aval, les vallées qui prolongent la moitié O. de l'éventail gascon, plus ou moins démembré par des captures au profit des affluents de la Garonne au de l'Adour : branches supérieures du Midou, Douze en amont du coude de Roquefort, Gélise et Ciron, Izaute et Avance, Auzoue, Losse et, dans une bien moindre mesure, Baïse moyenne et inférieure. Une seule orientation, vers l'O. franc ou le S.-O.

16. Nous n'avons pas visité toutes les vallées de cette zone marginale, qui forme la moitié méridionale du Bassin d'Aquitaine. Les remarques qui vont suivre sont inspirées de la carte d'E.-M. et de ses minutes en courbes, confrontées avec la carte géologique détaillée.

Entre Baïse et Garonne, la plupart des vallées principales, formant la moitié orientale de l'éventail, ont une direction S.-O. - N.-E. Deux exceptions : l'Arrats entre Mauvezin et Saint-Clar, le Gers en Lectourois, qui coulent S.-S.-E. - N.-N.-O. : avec ces changements d'orientation coïncide une réapparition, assez timide, de la dissymétrie, tandis que, partout ailleurs, elle est à peine esquissée dans les vallées principales. Les vallées secondaires ne sont dissymétriques qu'aux abords de la Lomagne : petits affluents de gauche de la Garonne entre Save et Gimone, orientés S.-O. - N.-E. : petits affluents de gauche de la Save, orientés N.-O. - S.-E.

Trois faits sont à retenir : 1° une dissymétrie sporadique, atténuée, existe loin des Pyrénées jusque dans les pays de la Moyenne Garonne. Elle est encore visible, sur la rive droite de la Garonne, dans certaines petites vallées de la région de Moissac, et dans celle du Girou. 2° la dissymétrie est très rare en Lectourois et Condomois, où dominent les faciès calcaires. 3° elle est absente dans les basses vallées des rivières les plus importantes (Save, Gimone, Arrats, Gers), tandis qu'elle est d'autant plus sensible que les vallées sont plus petites (Auroue, petits affluents de la Garonne et de la Save). Il semble que les basses vallées des rivières principales soient aujourd'hui à peu près symétriques moins à cause de leur orientation S.-O. - N.-E. puisque les petites vallées pareillement orientées sont dissymétriques), qu'en raison de leur évolution morphologique plus avancée, qui a permis l'effacement de la dissymétrie. Il ne faut pas oublier que seules elles ont de l'eau toute l'année. Les petites vallées, à demi figées, conservent mieux leur dissymétrie, qui est une forme morte. De plus, dans les sections inférieures des vallées principales, celle-ci a d'autant plus facilement été effacée par l'évolution récente qu'elle n'a jamais dû y être aussi vigoureuse que dans les cours supérieurs et moyens.

3. Le cœur de la région à vallées dissymétriques. — La zone où toutes les vallées autres que celles des grandes rivières pyrénéennes montrent une forte dissymétrie, coïncide avec celle où les dépôts de piémont, en avant des Pyrénées centrales, sont le plus épais, et où se sont édifiés, tout à la fin du Tertiaire, les quatre grands cônes de la formation de Lannemezan. Elle s'étend, en bordure des Pyrénées, depuis les dernières digitations du Plateau de Lannemezan du côté de l'E. (Aurignac), jusqu'à

l'extrémité des collines de l'Entre-Deux-Gaves à l'O. (Salies-de-Béarn). Dans cette zone, les vallées dissymétriques sont donc entièrement creusées dans les dépôts du Piémont pyrénéen : mollasses miocènes, argiles à graviers du Miocène supérieur, formation de Lannemezan. Elles n'entament qu'exceptionnellement le socle de ces dépôts.

a) *L'influence de la nature des roches sur le modelé des versants.* — La formation de Lannemezan s'amincit très vite vers le N. : à une quarantaine de kilomètres des Pyrénées, on ne trouve plus que ses galets de quartzite patinés épars à la surface du sol. Seule la partie supérieure des vallées, comme sur le Plateau de Lannemezan, est tout entière dans ce terrain. Les rivières naissent dans des cuvettes marécageuses, où l'érosion par ruissellement est négligeable, mais elles approfondissent rapidement leurs vallées vers l'aval : le bord du plateau est ainsi découpé par des ravins très jeunes au profil en V symétrique. Il arrive que, par endroits, un versant soit plus redressé que l'autre : tantôt c'est le versant droit, tantôt, par exemple à Uglas, c'est le versant gauche. C'est donc par une généralisation abusive que Fabre a parlé de dissymétrie inverse (c'est-à-dire à versant gauche raide) dans ce secteur.

Les formations plus anciennes, du Miocène supérieur au Burdigalien, se caractérisent, dans le détail, par l'hétérogénéité des faciès, conséquence de leur origine surtout fluviatile. On y distingue de minces bancs consolidés (poudingues à petits éléments du Miocène supérieur, grès ferrugineux des sables fauves, niveaux calcaires généralement sans continuité), intercalés à différents niveaux dans la masse des assises tendres du complexe mollassique, argileux ou argilo-sableux, avec quelques lits de graviers, dans sa partie supérieure, marneux ou gréseux dans les niveaux inférieurs. Les bancs durs forment parfois de petites corniches ou de petits ressauts sur les versants, mais là se borne leur rôle morphologique. L'ensemble se comporte comme une roche imperméable et tendre.

b) *Les formes topographiques.* — Les pentes adoucies, les vallées très ouvertes sont caractéristiques d'un modelé de région argileuse sous un climat où l'humidité est assez également répartie dans l'année. Le paysage de *bad lands*, que nous rencontrerons dans les piémonts des Pyrénées méditerranéennes, n'apparaît nulle part.

Au N. du Plateau de Lannemezan, aux environs de Boulogne-sur-Gesse et de Castelnau-Magnoac, les versants longs montrent un étagement de terrasses qui reproduit en petit celui des grandes vallées. Plus loin vers le N., les paliers deviennent beaucoup moins nets, et le versant est empâté par des dépôts rapportés qui seront étudiés à propos de l'origine de la dissymétrie. Ces dépôts manquent sur les versants raides, comparables aux falaises fluviales des grandes vallées.

La rapidité avec laquelle l'érosion par sapement latéral, s'exerçant toujours du même côté, a progressé dans ces roches ébouleuses, a eu pour résultat une dissymétrie très accentuée. Le versant sapé a reculé d'autant plus vite que ses éboulis, formés par une roche tendre à grain très fin, qui s'effrite et se délaie dans l'eau, étaient facilement emportés par le courant. L'attaque directe du versant par la rivière ne continue aujourd'hui qu'en de rares endroits, lorsque celle-ci décrit des méandres. La Grande Baïse, en amont du confluent du Hayet, semble agrandir encore les siens et creuser dans la mollasse des poches rappelant, en petit, celles que l'Ariège et la Garonne approfondissent en quelques points de la bordure du Terrefort. Mais le plus souvent les rivières ont quitté le pied du versant escarpé et divaguent sur une plaine alluviale, par exemple le Gers à Masseube, la Petite Baïse à Viozan, la Baïsole et la Grande-Baïse au S. de Mirande. Cette plaine, surtout dans les secteurs moyens des vallées, s'est élargie au moins en partie aux dépens du versant long, qui se termine par un talus. La vallée de la Grande Baïse au N. de l'Isle de Noé, la vallée du Gers aux environs d'Auch tendent ainsi à acquérir une dissymétrie inverse.

Les versants dont les rivières ne rafraîchissent plus le pied perdent peu à peu leur raideur sous l'action du ruissellement, de la solifluction, du glissement lent (*creep*). Ils sont souvent sillonnés par de petits ravins linéaires très rapprochés les uns des autres. Le profil des versants s'adoucit et la dissymétrie s'atténue. Dans les sections inférieures des vallées, où le ruissellement semble s'être emparé plus tôt des versants, des ravins plus longs et plus ramifiés que dans les sections moyennes les fractionnent et isolent des buttes, comme dans la vallée du Gers près de Seissan et dans celle de la Gimone. Tout à l'amont, les têtes de vallée creusées très récemment sont symétriques. La

dissymétrie n'est donc plus active. Mais quand a-t-elle cessé de l'être, et à quelle époque avait-elle commencé?

La dissymétrie n'est sans doute pas de même âge dans tous les secteurs d'une vallée, car l'évolution des basses vallées est en avance sur celle des moyennes vallées, qui précède elle-même celle des hautes vallées. Le creusement était déjà ralenti dans les basses vallées tandis qu'il se poursuivait activement dans les moyennes et était en pleine jeunesse dans les hautes. Ainsi, la dissymétrie des basses vallées (sous la réserve que les actions responsables de la dissymétrie s'y soient exercées avec une égale force) a été acquise plus tôt que dans les moyennes et dans les hautes. Elle a aussi commencé plus tôt à être effacée. C'est une des raisons pour lesquelles la dissymétrie augmente généralement d'aval en amont, les têtes de vallées exclues.

A quel moment la dissymétrie a-t-elle cessé de se manifester? Les terrasses, nettes surtout dans les secteurs où la dissymétrie est le mieux conservée, n'existent généralement que d'un seul côté de la vallée; la dissymétrie est donc contemporaine de la formation des terrasses; elle est restée active jusqu'à l'époque de la plus récente d'entre elles. La dissymétrie de certaines vallées creusées dans le palier de la haute terrasse de la Garonne (terrasse de Léguevin) en apporte une preuve supplémentaire : par exemple la vallée de l'Aussonnelle, à l'O. de Toulouse, est dissymétrique entre la Salvetat et Pibrac, c'est-à-dire lorsqu'elle suit la direction S.-S.-O. - N.-N.-E. En revanche, les vallées qui, comme celle du Touch, découpent la basse terrasse, ne sont pas dissymétriques. Les basses terrasses des grandes vallées sont datées par une faune froide (*Elephas primigenius*) et leurs relations avec les moraines frontales des glaciers pyrénéens. L'évolution vers la dissymétrie s'est donc prolongée au moins jusqu'à la fin de la période froide du Quaternaire, mais pas plus tard, puisque les vallées post-glaciaires ne sont pas dissymétriques.

Le début de la période de dissymétrie peut également être fixé en se référant aux terrasses. Celles-ci s'étagent sur les versants gauches jusqu'au niveau recouvert par les cailloutis de la formation de Lannemezan, là où celle-ci est représentée. On pourrait supposer que la dissymétrie n'est cependant pas aussi ancienne que les plus anciennes terrasses. Celles-ci auraient pu exister sur les deux côtés de la vallée et être détruites tardivement, lorsqu'aurait commencé la migration latérale des

rivières. Dans les petites vallées, où les terrasses se réduisent souvent à d'étroits ressauts peu distincts, et où la plaine alluviale récente est relativement large, cette hypothèse serait admissible. Mais elle ne s'accorde pas avec la morphologie des grandes vallées, comme celle de la Garonne en amont de Toulouse. La largeur des paliers des terrasses est plus grande que celle de la plaine récente. Si la vallée, au niveau de la basse terrasse par exemple, avait été symétrique, et si les terrasses de rive droite avaient été détruites par une migration latérale tardive de la rivière, la plaine récente devrait être au moins aussi large que tous les paliers conservés réunis[17]. En réalité, les lits successifs ont été creusés moins aux dépens des terrasses immédiatement supérieures qu'aux dépens des coteaux de rive droite, au cours d'un déplacement continu des rivières vers l'E.

L'ancienneté de la dissymétrie est confirmée par l'existence de vallées mortes dissymétriques. Les vallées décapitées de Mont-d'Astarac, du Sousson et de l'Estéous étaient dissymétriques avant les captures, qui sont elles-mêmes, on l'a vu, des conséquences de l'accentuation de la dissymétrie. L'étude des surimpositions a également montré que lorsque les rivières avaient rencontré le socle résistant à faible profondeur, c'est-à-dire dès le début du creusement, l'évolution vers la dissymétrie était déjà commencée. Il semble donc que la période de dissymétrie active coïncide approximativement avec celle du creusement des vallées, jusqu'à la basse terrasse inclusivement. Le problème de la dissymétrie est inséparable de celui du creusement.

III. — Origine de la dissymétrie.

De nombreuses explications ont été proposées. On peut les répartir en deux groupes : celles qui mettent l'accent sur le déplacement latéral des cours d'eau, l'évolution différente des versants étant surtout une conséquence de cette migration (ainsi s'explique, par exemple, la dissymétrie alternée des vallées à méandres encaissés et la dissymétrie changeante des grandes vallées que nous avons étudiées) ; celles qui insistent sur la différence d'évolution des deux versants sous des actions indé-

17. On ne peut admettre, comme le faisait Leymerie, que la vallée avait acquis d'emblée sa largeur actuelle ; à chaque stade de creusement la rivière se serait affaiblie : des vallées de moins en moins larges se seraient ainsi emboîtées au pied des coteaux du Terrefort, dont l'emplacement n'aurait pas sensiblement varié.

pendantes du travail du cours d'eau, le déplacement de ce dernier étant la conséquence, et non la cause, de la différence d'évolution des versants[18].

1. La migration latérale des cours d'eau. — Le déplacement persistant des cours d'eau dans une direction constante peut s'expliquer soit par la rotation terrestre, soit par l'action, sur la surface de l'eau, des vents dominants.

a) *La rotation terrestre.* — Dès 1859, à la suite de la communication de Babinet à l'Académie des Sciences, Leymerie attribua la dissymétrie des vallées sous-pyrénéennes à la déviation des cours d'eau due à la rotation de la terre[19]. La tendance des rivières à dériver vers leur droite dans l'hémisphère Nord ne serait qu'une manifestation particulière de la force qui tend à dévier dans la même direction, sous l'effet de la rotation de la terre, tous les corps en mouvement à sa surface, en particulier les vents (loi de Babinet - de Baer). Il est incontestable que cette force existe. Toute la question est de savoir si elle est assez grande pour vaincre les résistances qui s'opposent à la déviation, telles que le frottement et l'obstacle formé par la berge. Bien que la plupart des paramètres de l'équation soient difficiles à évaluer, il semble, d'après les calculs approximatifs de Marchand et de Fabre, que les forces en présence ne soient pas du même ordre de grandeur.

Mais là n'est pas la principale difficulté de la loi de Baer. On démontre en effet que la force déviatrice est indépendante de la direction du mobile en mouvement. Or, dans le Piémont pyrénéen, et dans les régions où des vallées dissymétriques du même type ont été signalées, la dissymétrie est en rapport évident avec une direction déterminée. Aussi la loi de Baer ne leur est-elle pas directement applicable.

Bernard et Jean Brunhes ont essayé de tourner cette difficulté en introduisant un élément d'explication supplémentaire[20]. La force résultant de la rotation de la terre ne suffirait pas

18. Cette distinction a déjà été faite par Marchand et Fabre, **169**, p. 214-215.

19. *C. R. Ac. Sc. 40* (1849), 638. — *Ibid., 49* (1859), 795-796.

20. Bernard et Jean Brunhes, Les analogies des tourbillons atmosphériques et des tourbillons des cours d'eau, et la question de la déviation des rivières vers la droite. *A. G. 13* (1904), 1-20. Voir aussi : J. Brunhes et C. Calciati, De la prédominance de l'érosion de la Sarine sur sa rive droite, *C. R. Ac. Sc. 146* (1908), 375-6. J. Brunhes, De la prédominance de l'érosion sur la rive droite d'une rivière en temps de crue. *C. R. Ac. Sc. 150* (1910), 567-8.

à dévier directement la rivière; mais n'interviendrait-elle pas pour orienter le sens des tourbillons, qui sont les principaux agents érosifs? La plupart des tourbillons observés tourneraient en effet en sens inverse des aiguilles d'une montre. Sur leur bord droit, à la vitesse fixe de rotation s'ajoute la vitesse d'entraînement du cours d'eau, ce qui expliquerait l'érosion plus forte du côté droit. Cependant, Bernard et Jean Brunhes soulignent très sagement les limites de leur théorie. D'une part, la loi de Baer ne peut expliquer le sens de rotation des tourbillons que si le rapport entre la vitesse de rotation de ces derniers et celle de la rotation de la terre n'est pas trop petit, Les tourbillons rapides et à court rayon, les plus fréquents et les plus intéressants pour l'érosion, échappent ainsi pratiquement à l'action de la rotation terrestre. La loi ne peut s'appliquer, d'autre part, « qu'à certaines portions de fleuves où les tourbillons sont agissants, et où l'écoulement n'est pas dirigé par une cause plus importante : pesanteur, vents, dont l'action est en rapport avec l'orientation ».

b) *Les vents dominants.* — Au bord de la mer ou d'un lac, le sapement du littoral résulte de l'action des vagues poussées par le vent. Lorsque le vent souffle de la mer, il pousse l'eau contre le rivage, le niveau s'élève et des points généralement situés hors de la portée des vagues se trouvent attaqués par l'érosion marine. Les vents de terre, à l'inverse, chassent l'eau loin du rivage et tendent à déprimer le niveau. Ainsi, dans le delta du Rhône, l'étang de Vaccarès s'agrandit actuellement par suite de l'attaque de ses rives sous l'effet des vagues poussées par le vent qui élève le niveau des eaux le long des rivages vers lesquels il souffle[21].

Des érosions de même nature, mais favorisées par le dégel du sol, ont été observées en Alaska. De petites dépressions, résultant de l'affaissement du sol dégelé, sont occupées par des étangs qui s'agrandissent rapidement sous l'action combinée du dégel et des vents d'Ouest qui soufflent pendant l'été[22]. Il s'agit d'étangs ou de lacs peu profonds (1 à 6 pieds) et à fond plat, dont l'ori-

21. Mme Razavet, L'évolution actuelle du Vaccarès. *C. R. Ac. Sc.* Paris, *219* (5 déc. 1949) 1244-5.

22. David M. Hopkins, Thaw lakes and thaw sinks in the Imuruk Lake Area, Seward Peninsula, Alaska. *Journal Geol.* (mars 1949) 119-131. — Voir aussi R. F. Black and W. L. Barksdale, Oriented Lakes of Northern Alaska, *ibid.*, 105-8, belles photographies.

gine première est parfois une simple déchirure dans la toundra; d'autres se sont formés à l'intersection des fentes de glace du sol polygonal. Ils s'agrandissent parce que l'eau est meilleure conductrice de la chaleur que la tourbe, ce qui permet au dégel de s'accélérer au fond du lac. Le dégel est également plus rapide au niveau de l'eau[23]. L'érosion des vagues devient importante à partir du moment où le lac atteint une largeur de 100 pieds. Elles sculptent alors, du côté de l'E., une petite falaise qui s'éboule par blocs. Les lacs émigrent ainsi vers l'E. sous l'action combinée du dégel et de l'érosion de la rive au vent. De simples flaques d'eau sont devenues des lacs orientés.

Des effets analogues peuvent se produire au bord d'un cours d'eau, si celui-ci est assez large. Aussi l'idée que la dissymétrie de certaines vallées pourrait être due à l'action des vagues poussées par le vent dominant n'est-elle pas nouvelle. Marchand et Fabre ont calculé qu'un vent de 10 mètres-seconde, attaquant la surface de l'eau sous un angle légèrement plongeant (2°) produirait sur un fleuve large de 100 mètres, en chassant l'eau vers la rive au vent, une dénivellation de 0 m. 54, « incomparablement plus grande que celle produite par la force d'inertie (1 mm.) »[24]. Ils admettent que dans la région sous-pyrénéenne, où les vents du secteur O. représentent jusqu'à sept dixièmes des observations, cette action a pu s'exercer dans les larges vallées fluviales de la Garonne et de l'Adour. Mais ils estiment que pour les cours d'eau torrentiels issus du Lannemezan, « elle est certainement très faible ». D'après Köppen[25], les vallées de plusieurs fleuves de la Russie centrale et méridionale seraient dissymétriques parce que leur rive droite est érodée surtout au printemps, saison où prédominent les vents d'Est. Plus récemment, M. Dion a admis que « parmi les causes innombrables qui déterminent le sens du mouvement de l'eau, l'action des vents dominants est loin d'être négligeable. Le gonflement des eaux et la puissance accrue des vagues, au pied des berges directement sapées par les grands vents, sont des faits d'observation cou-

23. Harlé (**138**) écrivait au sujet de la Garonne : « La marne s'effrite par la gelée. Cet effet agit surtout un peu au-dessus des basses eaux, parce que la marne y est maintenue humide. Il produit ainsi un surplomb et la chute de la partie supérieure. En général, la berge de marne change brusquement d'inclinaison au niveau des basses eaux, où, protégée par son immersion dans la rivière, elle devient presque horizontale ».

24. **169**.

25. Cité par C. Calciati, Les méandres de la Sarine, *Mém. Soc. Fribourgeoise Sc. nat.* 7 (1910), p. 140, note.

rante. Et c'est vraisemblablement à cause de la prédominance des vents d'O. que le lit mineur de la Loire, entre le Bec d'Allier et Briare, se trouve à peu près constamment rejeté vers le coteau de la rive droite »[26].

Néanmoins, cette explication très simple, fondée sur des faits d'observation, n'a pas eu beaucoup de succès. On le comprend sans peine, car les rivières qui coulent dans les vallées dissymétriques de la région sous-pyrénéenne sont aujourd'hui, pour la plupart, dépourvues d'eau pendant une partie de l'année. Mais on ne peut oublier que, de temps à autre, elles ont des crues terribles au cours desquelles elles se montrent fort capables d'éroder leur lit et de saper leurs berges. Or il n'est pas douteux que, pendant une partie au moins de la période de dissymétrie active, elles ont roulé plus d'eau qu'aujourd'hui. On ne peut donc négliger tout à fait l'action du vent dans le passé. Toutefois, elle n'a pu s'exercer qu'à deux conditions : il fallait que les vents dominants soient, comme à présent, des vents d'Ouest; les versants sapés devaient être plus fragiles qu'aujourd'hui, du fait des conditions particulières du climat.

2. L'évolution des versants. — Suivant de nombreux auteurs, l'action du cours d'eau se bornerait à l'approfondissement du talweg, condition de l'existence des versants, et la dissymétrie aurait pour cause essentielle l'évolution différente de ces versants, soumis à des processus d'érosion variant avec l'orientation. La direction des vents dominants, du point de vue de leur action, non plus sur les cours d'eau, mais sur l'érosion des versants, et l'exposition aux rayons solaires sont les deux facteurs le plus souvent invoqués.

a) *L'action actuelle des vents pluvieux du secteur Ouest.* — Certains auteurs ont attribué la dissymétrie des vallées à la prédominance, dans les régions où elle apparaît, des précipitations tombant par vent d'Ouest. Portée par le vent, la pluie frappe le versant au vent sous un angle plus grand que le versant sous le vent. Le premier recevrait ainsi plus de pluie que l'autre et serait soumis à une érosion plus énergique. Le problème consiste à expliquer pourquoi le versant soumis à cette érosion est susceptible de reculer presque indéfiniment, en gardant (ou en acquérant) sa raideur.

---

26. R. Dion, Le Val de Loire, Tours, Arrault, 1934, p. 238.

Pour M^lle^ Lefèvre, les vents pluvieux d'O. à S.-O. provoqueraient, sur les versants qui leur font face, dans certaines vallées belges, un ruissellement plus énergique que sur les versants abrités. Les premiers, si leur niveau de base restait fixe, devraient évoluer plus rapidement vers un profil adouci. Mais l'approfondissement rapide du talweg principal empêcherait cette évolution, « obligeant le versant à s'adapter et à garder une pente raide »[27]. Sur le versant abrité, au contraire, le ruissellement serait réduit, et une « lente infiltration des eaux stimulerait le *creeping*. Les matériaux meubles, accumulés au pied de ce versant, rejetteraient le courant vers la rive opposée ». Mais peut-on supposer que la rivière, en voie de creusement rapide, et capable d'évacuer la masse des débris provenant de l'érosion intense du versant raide sous l'effet du ruissellement, se laisserait repousser vers le même versant par les produits du *creeping* du versant opposé? Comment surtout le ruissellement, même dans le cas d'un approfondissement rapide du talweg (qui devrait rajeunir les deux versants), respecterait-il la raideur des versants droits? Pour ces deux raisons, Marchand et Fabre avaient rejeté par avance l'explication précédente. Ils avaient montré que le ruissellement ne pouvait jouer de rôle important dans le façonnement du versant raide, et essayé d'expliquer son recul par le travail de désagrégation de la pluie frappant le sol. Ce travail, selon eux, serait sept fois plus grand sur le versant au vent que sur le versant abrité[28].

Mais un versant qui évoluerait sous cette seule action ne pourrait reculer indéfiniment. Il ne tarderait pas à prendre des formes plus douces; seule sa partie supérieure, sur une hauteur de plus en plus réduite, garderait sa raideur. De plus, pourquoi la rivière suivrait-elle le déplacement du versant vers l'E.? On s'attendrait plutôt à ce qu'elle soit repoussée en sens opposé par la surabondance des débris provenant de la destruction du versant. Enfin, en s'attachant aux phénomènes actuels, Fabre, comme M^lle^ Lefèvre, a perdu de vue que la dissymétrie est surtout un fait ancien, ce que leurs prédécesseurs, Leymerie et Harlé, avaient souligné. Les phénomènes invoqués par Fabre sont aujourd'hui sans action notable. Les versants n'évoluent plus qu'avec une grande lenteur. Le travail de désagrégation

27. M. A. Lefèvre, *B. Soc. belge Et. géogr.* I,2 (déc. 1931) 68-71.
28. Marchand et Fabre, 169.

du sol par la pluie qui le frappe, et l'intensité du ruissellement n'ont pu avoir d'efficacité que sur des versants privés de la protection du manteau végétal qui, en Belgique et en Gascogne, les recouvre aujourd'hui. Pour expliquer la dissymétrie, il faut donc faire appel au passé.

b) *L'hypothèse d'apports éoliens interglaciaires.* — Après avoir montré, à l'aide d'arguments nouveaux, que la dissymétrie n'était plus active, M. Faucher a attiré l'attention sur les dépôts argileux et limoneux qui empâtent les versant longs[29]. Ceux-ci ont repoussé, en glissant vers le bas du versant, la rivière en direction du versant opposé, dépourvu de manteau limoneux. M. Faucher a fait ressortir, d'autre part, qu'une partie au moins de ces dépôts présentait beaucoup de ressemblance avec un lehm, et pourrait dériver par décalcification d'un loess éolien. Les vallées étant perpendiculaires à la direction des vents dominants, l'un des versants aurait reçu beaucoup plus de loess que l'autre. Le transport des poussières aurait pu s'opérer, soit pendant les périodes interglaciaires, soit pendant la période chaude et sèche, dite xérothermique, dont M. Gaussen, en s'appuyant sur des observations de géographie botanique, venait de démontrer l'existence dans le S.-O. de la France, et qui aurait séparé la période glaciaire de la période actuelle[30].

Cette hypothèse rencontrait l'approbation d'un géologue très averti des questions concernant le S.-O., M. Astre, qui la reprenait en ces termes : « S'il n'existe nulle part (en Armagnac et en Gascogne centrale) un loess caractérisé, des dépôts argileux assez ténus tapissent le plus souvent les flancs O. des vallées gasconnes, dont la dissymétrie pourrait justement provenir de ces dépôts. Il se pourrait que ces revêtements argileux fussent d'origine éolienne et correspondent à des poussières poussées de l'O. par les vents du Golfe de Gascogne, en avant des sables des Landes plus lourds et moins transportables. Cette origine... est très probable, étant donné que les sédiments détritiques du littoral entre la région bordelaise et le pays basque ne sont pas constitués par un sable quartzeux pur, mais fortement mélangé de limons »[31].

---

29. D. Faucher, 122.
30. Gaussen, 127.
31. G. Astre, Quartz à érosion éolienne dans le lœss toulousain. *B. S. H. N. Toulouse*, 57 (1928), 218-22.

Néanmoins, le même géologue constatait que l'origine des argiles est multiple, et que parfois on a incontestablement à faire à « des produits éluviaux formés presque sur place par lessivage des mollasses miocènes ». Pour un autre géologue, M. Dreyfuss, ce serait le cas le plus général. Les dépôts limoneux proviendraient surtout du glissement des argiles du Miocène supérieur, qui forment le haut des versants[32]. Ces dépôts se rencontrent, il est vrai, dans des régions où on n'observe pas de Miocène supérieur en place. Mais le recoupement des versants a pu faire disparaître les argiles en place au sommet, tandis que les dépôts de pente formés à partir de ces argiles se seraient conservés. L'hypothèse éolienne, d'après M. Dreyfuss, devrait donc être abandonnée.

Mais, du même coup, la question de la localisation des argiles sur les versants gauches se trouve posée à nouveau. M. Dreyfuss reprend à peu près l'explication climatique de Fabre : entraînement brutal des argiles du Miocène supérieur sur le versant exposé aux vents pluvieux, glissement lent des argiles sur le versant abrité. Plus complète et plus nuancée que l'interprétation de Marchand et de Fabre, celle de M. Dreyfuss, solide pour sa partie géologique, se heurte donc, en ce qui concerne l'évolution morphologique des versants, aux difficultés déjà signalées.

c) *L'exposition aux rayons solaires.* — On sait que la dissymétrie des vallées est un phénomène actuel dans l'Arctique, lorsqu'elles se creusent dans le sol gelé en profondeur (merzlota). La vallée ne s'approfondit que pendant le court été où la température de l'air, supérieure à 0°, permet l'écoulement dans le talweg. L'élévation de la température de l'air, et surtout l'insolation directe, ont pour conséquence, au même moment, le dégel du sol au voisinage de la surface et l'apparition de la solifluction sur les versants. « L'exposition joue un rôle essentiel »[33]. Sur les versants qui voient peu le soleil, la merzlota reste très proche de la surface, qui ne se modifie guère. Au contraire, la solifluction est active sur les versants ensoleillés, qui évoluent plus vite. Ils tendent donc à s'allonger. Mais comme, pendant la même période, le creusement est actif dans le talweg, la vallée peut s'élargir plus facilement au détriment du versant dégelé; sur l'autre, le gel du sol transforme toutes

32. Dreyfuss, 104.
33. P. George, U. R. S .S. (*Orbis*, Paris 1947) p. 188.

les roches en roches dures; on obtiendrait ainsi une dissymétrie inverse de la précédente. Enfin, il est des cas où la nature des roches ne se prête pas à la solifluction. Alors, « l'abrasion des matériaux meubles libérés par le recul de la merzlota met à nu un nouveau talus rendu cohérent par le gel », et le versant dégelé recule en restant raide. On voit donc que dans l'Arctique le dégel du sol peut s'accompagner d'une dissymétrie, tantôt dans un sens, tantôt dans l'autre. On peut ajouter que pendant l'été polaire le soleil reste toujours au-dessus de l'horizon, et qu'il ne faut pas confondre, aux hautes latitudes, exposition et orientation.

Ce dernier trait distingue le climat arctique du climat périglaciaire des latitudes plus méridionales, où les contrastes d'insolation entre versants, en rapport avec l'orientation, pouvaient être générateurs de dissymétrie. Bigot, par exemple, a expliqué la dissymétrie, étudiée dès le XVIII[e] siècle, des vallées du Pays d'Auge, par la présence, sur un seul versant, d'un talus de solifluction[34]. Le fait est général, en Normandie, sur les versants tournés vers le N. ou le N.-E. Cailleux a cherché à étendre cette explication à toutes les régions de plaine qui auraient été touchées par le climat périglaciaire[35]. « La raideur des versants N. (des vallées de la région de Dourdan), et la faible épaisseur qu'y présentent les dépôts de pente, tiennent probablement à ce que, du fait de l'insolation plus forte, la fonte des neiges et de la glace était plus intense et plus rapide que sur les versants S.; d'où érosion plus forte. » Encore faudrait-il que ces vallées soient convenablement orientées. Cailleux reconnaît que, dans l'hypothèse périglaciaire, la déviation vers le N.-E. des vallées de la région de Dourdan est difficile à expliquer[36]. Dans le Piémont pyrénéen, la direction méridienne, qui a pour conséquence une insolation à peu près égale sur les deux versants, l'emporte de beaucoup. Mieux, la dissymétrie disparaît lorsqu'une vallée tourne franchement vers l'E. ou vers l'O., c'est-à-dire qu'aux plus grands contrastes

34. BIGOT, *C. R. S. G. F. 15* (3 déc. 1934) 215-216.

35. A. CAILLEUX, Le ruissellement en pays tempéré non montagneux, *Ann. Géogr.*, 52 (1948), 21-39. Hans POSER a expliqué de la même façon la dissymétrie, avec versants raides généralement tournés vers l'O. ou le S., des vallées périglaciaires de l'Europe centrale. (Boden-und Klimaverhältnisse in Mittel-und Westeuropa Wärhend der Würmeiszeit. *Erdkunde* 2 (1948) 53-68.

36. CAILLEUX, *art. cit*, p. 36.

d'exposition correspondent les dissymétries les plus faibles et, plus souvent, la symétrie. Les contrastes d'insolation ne sont donc pas responsables, sauf exception[37], de la dissymétrie des vallées du Piémont pyrénéen. Même s'ils avaient eu quelque action sur l'évolution différente des versants, il est douteux que celle-ci ait pu conduire à une dissymétrie aussi accentuée et aussi durable.

d) *L'accumulation de la neige sur les versants sous le vent.* — Si l'écoulement, par solifluction, des argiles du Miocène supérieur sur les versants gauches n'est pas expliqué, dans la généralité des cas, par l'exposition, n'est-il pas en rapport avec le régime des vents et la nature des précipitations de la période froide pendant laquelle les Pyrénées voisines se sont couvertes de neiges et de glaces? La neige, tombant par vent d'O., se serait répartie inégalement entre les versants, suivant la même loi que les poussières éoliennes dans l'hypothèse de M. Faucher. La plus grande épaisseur du manteau neigeux sur les versants sous le vent expliquerait l'inégale répartition des argiles solifluées[38]. Une hypothèse presque identique était formulée à peu près à la même date que la nôtre, par Büdel, dans un important travail[39]. Selon cet auteur, la solifluction aurait joué, à l'époque glaciaire, un grand rôle dans la morphologie des vallées des régions libres de glace. Leur dissymétrie résulterait de la plus grande abondance de loess et de neige déposés par le vent d'O. sur les versants sous le vent. L'orientation des vallées perpendiculairement aux vents dominants expliquerait donc l'inégale répartition, au Quaternaire, des dépôts éoliens (loess et neige) sur les versants, et la dissymétrie des vallées.

---

37. Au N. de Saint-Gaudens existent des vallées presque O.-E. très dissymétriques, mais c'est le versant S. qui est le plus raide, tandis que dans les vallées décrites par Cailleux, c'est le versant N. Nous avons supposé ailleurs (233) que la proximité du glacier de la Garonne permettrait peut-être de mettre la dissymétrie de ces vallées en rapport avec l'inégal réchauffement des versants.

38. 227.

39. J. Budel, Die morphologischen Wirkungen des Eiszeitklimas im gletscherfreien Gebiet. *Geol. Rundschau, 34* (1944) 7, 482-519 (spécialement p. 501-504). — Cette explication a été reprise par C. H. Edelman et G. C. Maarleveld, De asymmetrische dalen van de Veluwe, *T. kkl. nederl. aardijkskd. Genootsch. 66* (1949) 143-6 et par M. Derruau. La formation du relief de la Grande Limagne. *Rev, Géog. alpine, 38* (1950). Voir pp. 74-78.

En conclusion, aucune des théories précédentes ne rend compte de la généralité et de la multiplicité des cas. La suralimentation neigeuse du versant sous le vent est sans doute, le plus souvent, à l'origine de la dissymétrie des petites vallées du Piémont pyrénéen. Mais elle ne peut être invoquée partout. On cherche en vain, dans le cours supérieur des vallées gersoises, où les terrasses sont bien développées et nettes, comme dans la vallée toulousaine de la Garonne, le manteau de dépôts soliflués dont le glissement aurait repoussé la rivière. Les talus des terrasses, au moins pour les plus récentes d'entre elles, sont rectilignes, avec un simple liséré d'éboulis, sans solifluction notable. On ne trouve, le plus souvent, de limons et de loess que sur les paliers. Ailleurs, et exceptionnellement, la dissymétrie peut, nous l'avons vu, dépendre de l'exposition.

Ainsi, la dissymétrie n'est pas un phénomène simple, et elle ne résulte pas de l'action d'un seul facteur. Certaines dissymétries ne sont pas liées à un climat particulier et proviennent simplement de déplacements spontanés de la rivière. Le cas est fréquent, comme il est normal, dans les vallées des principaux cours d'eau. Néanmoins, ces déplacements ont été nombreux, surtout au Quaternaire, lorsqu'un climat périglaciaire, sous lequel l'écoulement longitudinal restait important dans les vallées principales, régnait dans le S. du Bassin d'Aquitaine. Les petites rivières, moins puissantes, ont été beaucoup plus dociles aux actions climatiques qui modelaient les versants de leurs vallées. C'est pourquoi les plus beaux cas de dissymétrie climatique s'observent dans de très petites vallées.

Cette dissymétrie, générale sur le Piémont pyrénéen à l'O. de l'Ariège, permet de mesurer toute l'importance de la part des actions climatiques sur le modelé. C'est encore le climat qui a contribué à conférer leur originalité aux piémonts méditerranéens.

QUATRIÈME PARTIE

PIÉMONTS MÉDITERRANÉENS

Chapitre X.

LES PIÉMONTS MÉDITERRANÉENS

Dans les chapitres précédents, on a laissé de côté les reliefs construits ou modelés par l'érosion dans les bassins intérieurs des Pyrénées méditerranéennes et dans les dépressions en forme de golfe qui se creusent près de leur extrémité orientale. Ces plaines et ces bassins, séparés les uns des autres par des régions montagneuses, sont en effet entièrement distincts des plaines de piémont qui s'étendent sur la bordure septentrionale des Pyrénées, de l'Ariège à l'Océan. Ils appartiennent à une province géologique et géographique différente du bassin d'Aquitaine mi-pyrénéen, mi-hercynien. Ils s'apparentent aux plaines étroites qui s'insèrent dans le cadre montagneux de la Méditerranée ou s'allongent en bordure de cette mer, en Bas-Languedoc et dans le sillon rhodanien, comme sur les côtes d'Espagne, d'Italie et d'Afrique du Nord. Des dépôts marins, puis continentaux s'y sont accumulés au Pliocène, tandis qu'en Aquitaine cet étage paraît manquer. Le même type de climat a exercé son influence sur l'évolution morphologique de toutes ces plaines, et celle-ci obéissait, d'autre part, aux mêmes variations eustatiques.

Le problème de ces variations est quelque peu extérieur à notre sujet. Mais il est utile de comparer, du point de vue du rôle du climat, l'évolution morphologique des piémonts méditerranéens avec celle du piémont atlantique. De plus, on peut, grâce aux dépôts pliocènes, établir la chronologie de cette évolution et dater les dernières déformations du sol dans les Pyrénées et sur leur bordure[1].

1. L'évolution morphologique des Pyrénées orientales a été étudiée, avec un sens aigu des problèmes à résoudre, par M. Pierre Birot. On se réfèrera constamment à sa thèse **42**. On ne saurait oublier, en outre, les beaux travaux géologiques que M. Birot a pu consulter, en particulier la description du Roussillon de Depéret **88**, les mémoires de Depéret et Rérolle sur la Cerdagne **89**, et les ouvrages, à peine antérieurs à la thèse de M. Birot ou parus depuis, de Boissevain sur le Haut Sègre **49**, de Pannekoek sur le bassin de la Têt **193**, de M. Bourcart sur la stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon (**55**, **56**), et de F. Nussbaum sur l'ensemble des Pyrénées orientales (synthèse des travaux antérieurs **188**).

I. — Les pays de l'Aude.

1. Le Capcir et la vallée pyrénéenne de l'Aude. — L'Aude, en amont de Carcassonne, est la seule rivière des Pyrénées méditerranéennes dont la direction rappelle celle des rivières transversales du versant atlantique. Née, comme la Têt et tout près d'elle, sur les hautes surfaces du « Désert » de Carlit, elle coule pendant quelques kilomètres du N.-O. vers le S.-E.; c'est la direction des bandes de terrains tendres et des lignes de fracture le long desquelles les roches sont broyées, mise en valeur par le réseau hydrographique ébauchant un relief appalachien[2].

Mais cette direction est recoupée par un effondrement orienté presque N.-S.; c'est le bassin dissymétrique du Capcir, limité à l'E. par un escarpement de faille de 300 à 400 mètres de commandement, tandis que le bord O., plus complexe, résulte peut-être de plusieurs fractures séparant des compartiments inégalement dénivelés, tel le petit horst qui s'allonge depuis les Angles jusqu'au N. de Formiguères[3]. A l'Est, la ligne de partage des eaux coïncide avec le sommet de l'escarpement, tandis qu'à l'O. des torrents assez longs descendent du Carlit. Leurs cônes ont rejeté l'Aude au pied de l'escarpement oriental, provoquant des épigénies locales.

Sortie du Capcir, l'Aude change plusieurs fois de direction entre Escouloubre et Axat, et traverse successivement la Zone axiale, la Zone nord-pyrénéenne où alternent canyons enfoncés dans les calcaires urgoniens (gorges de Saint-Georges et de Pierre-Lys) et petits bassins évasés dans les schistes crétacés, enfin les auréoles de terrains tertiaires relevées en côtes concentriques vers le massif primaire de Mouthoumet. L'Aude ne franchit la dernière cluse que près de Limoux. Encore doit-elle, entre cette ville et Carcassonne, traverser un bombement qui prolonge jusqu'à Couffoulens l'anticlinal de l'Alaric. Rien de semblable au bassin mollassique dans lequel l'Ariège pénètre dès Varilhes. C'est une des raisons pour lesquelles la vallée

---

2. Des zones écrasées de même orientation sont indiquées, dans le granite, sur la carte géologique de Quillan (2me éd.). Le tracé du réseau de l'Aston paraît en rapport avec des accidents du même ordre.
3. Birot, 42. — Barthès, 38.

de l'Aude, étroite, sans terrasses nettement dessinées, avec ses versants raides et souvent escarpés, reste si jeune d'aspect.

Il faut tenir compte aussi de la proximité relative du niveau de base méditerranéen et de l'absence de grand glacier, au Quaternaire, dans la haute vallée. Pour ces différentes raisons, la vallée pyrénéenne de l'Aude est plus étroite et plus enfoncée que, par exemple, celle de l'Ariège, mais elle est sans doute aussi ancienne. On ne s'expliquerait pas autrement son inadaptation à la structure.

On pourrait donc s'attendre à retrouver dans les pays de l'Aude les formes dues aux anciens cycles d'érosion reconnus dans les Prépyrénées ariégeoises et garonnaises, en particulier la topographie pré-Lannemezan. D'après M. Goron, cette dernière serait représentée, à l'E. du Salat, par des niveaux auxquels aboutissent des vallons évasés, conservés par places sur les flancs des vallées, à une altitude croissante vers l'E. : 500 mètres à l'O. de l'Ariège, 750 mètres dans la vallée du Douctouyre, 900 mètres dans le pays de Sault. Cette surface aurait donc été fortement relevée à l'E. de l'Ariège, tout à la fin du Pliocène. Le rajeunissement post-pliocène n'aurait laissé subsister, à l'E. du Douctouyre, aucune trace de la topographie pré-Lannemezan, si ce n'est, peut-être, sur la partie la plus élevée de la cloison transversale du Haut-Razès (ruines de l'église de Font-Rouge, 773 mètres) et sur le plateau de Sault[4]. M. Goron suggère même qu'au delà de la vallée de l'Aude, qui aurait été encore annexée au domaine océanique avant la fin du Pliocène, on rencontrerait une surface à peu près synchronique, mais accordée au niveau de base méditerranéen, et se tenant à une altitude plus faible, par exemple, sur le versant N. du Roc de France, le « niveau de la Boulerie » décrit par M. Birot.

On sait que ce dernier est arrivé à des conclusions différentes. Pour lui, les Pyrénées de l'Aude ne montreraient qu'un système de cuvettes, de surfaces d'érosion locales, formées de façon plus ou moins indépendante du niveau de base général[5]. Le plateau calcaire d'Espezel, en particulier, aurait été aplani en fonction d'un niveau de base local formé par une épaisse bande de schistes imperméables très redressés, isolant à l'aval

4. Goron, **133**, p. 475.
5. Birot, **42**, p. 78.

la masse calcaire et la vouant à une évolution « en vase clos » : le plateau serait « un karst barré ». Dans les massifs granitiques, des cuvettes, comme celle de Prades-et-Montaillou, auraient également évolué en fonction d'un niveau de base local.

Hypothèse séduisante, car la période où se déposait la formation de Lannemezan se caractérisait par une hydrographie indigente; pour peu que la topographie et la nature des roches s'y soient prêtées, certaines parties des Pyrénées orientales ont pu connaître un régime de bassins fermés.

Mais l'évolution d'un karst barré ne peut expliquer entièrement la surface d'érosion du plateau de Sault, car elle recoupe les marnes tendres de l'Albien et mord largement sur les schistes paléozoïques de la Zone axiale; surtout elle se relie, comme l'a montré M. Goron, à des niveaux pénétrant dans les vallées de l'Hers, de l'Aude et du Rébenty (replats de Niort).

Cette topographie de maturité a été vigoureusement rajeunie : des gorges se sont creusées dans les roches imperméables, et sur le plateau calcaire, la surface d'érosion a été défoncée par des dolines.

Ce rajeunissement ne paraît pas pouvoir être attribué à un soulèvement épeirogénique des Pyrénées de l'Aude après le dépôt de la formation de Lannemezan ou d'alluvions de piémont de même âge. En effet, nous avons montré que les cailloutis regardés par M. Goron comme les vestiges d'un cône du Rébenty, homologue des grands cônes de piémont des Pyrénées centrales, étaient de provenance locale et qu'ils ne pouvaient servir à dater la surface du plateau de Sault.

De plus, le Lannemezan n'est un dépôt de plateau qu'à l'O. de la Neste; à l'E., il s'est déposé dans des dépressions, parfois d'anciennes vallées, qu'il a partiellement fossilisées; il ne se rencontre en position culminante que par inversion du relief. A l'Est de l'Ariège, on ne trouve plus de dépôts de piémont, sauf dans les dépressions qui alvéolent la montagne ou se creusent sur sa bordure. Ces dépôts, appartenant au Miocène supérieur et au Pliocène, montrent que bien avant la construction du Lannemezan l'allure générale du relief était la même qu'aujourd'hui. Le piémont des Pyrénées de l'Aude ne s'étalait donc pas comme dans le S. du bassin d'Aquitaine, sur une surface qui aurait ensuite été soulevée et détruite avec le pié-

mont qu'elle supportait. Il n'a existé que des piémonts locaux, dans les dépressions affaissées dès le début du Pliocène et souvent dès la fin du Miocène, comme celle où coulent aujourd'hui, en aval de Carcassonne, l'Aude et ses affluents.

2. Le couloir de l'Aude et les plaines du Narbonnais. — En aval de Carcassonne, l'Aude suit une dépression synclinale E.-O., pincée entre les Corbières et la Montagne Noire. Les couches éocènes, de faciès très variable, se relèvent sur les deux bords, et donnent une série de côtes alternant avec de petites dépressions subséquentes. Les plaines alluviales tiennent peu de place. La vallée de l'Aude, jusqu'au N. de Lézignan, a rarement plus d'un kilomètre de large. Des alluvions plus fines sont localisées au fond de dépressions de forme à peu près circulaire, comme les anciens étangs de Marseillette et de Jouarre, près d'Homps. Quant aux alluvions anciennes, leur étendue est souvent exagérée sur la carte géologique de Carcassonne, en particulier dans le couloir de Carcassonne à Castelnaudary, où sont figurés comme terrasses les revers doucement inclinés des bancs de poudingues lutétiens et bartoniens, jonchés de cailloux roulés détachés de ces poudingues[6].

Cependant, le tracé capricieux de l'Aude, à travers le dédale de collines aux formes structurales situé entre Saint-Conat et Lézignan, pose un problème. Entre ces collines s'insinue un réseau de dépressions plus ou moins anastomosées, au large fond alluvial, hors de proportion avec les ruisseaux qui les suivent.

Sous les nappes de cailloutis formant de vastes terrasses, dans lesquelles s'enfoncent de quelques mètres l'Aude et l'Orbieu, se rencontrent des alluvions plus anciennes et des tufs calcaires, puis, à un niveau inférieur, des marnes jaunes lacustres, probablement pliocènes, et dont l'épaisseur atteint au moins 40 mètres dans le synclinal de Fabrezan[7]. Le relief des collines formées de roches dures semble avoir été partiellement fossilisé par les dépôts pliocènes, ce qui expliquerait les cluses épigéniques, comme celle de l'Aude à Argens, puis exhumée[8]. Quant aux dépressions fermées, elles ont sans doute pour

6. D'après D. Faucher, R. Plandé, G. Denizot et observations personnelles.
7. Lapparent, 152, 153.
8. Sur l'évolution morphologique de la basse vallée de l'Aude, voir P. George, 128.

origine la dissolution et le tassement des sédiments pliocènes ou des terrains sous-jacents[9]. Cette évolution est liée à celle du Narbonnais, qu'il est possible de dater avec une plus grande précision.

En effet, entre Argeliers et Montouliers, à 20 kilomètres au N.-N.-O. de Narbonne, au Pech de Montredon, des marnes renfermant les restes abondants d'une faune pontienne[10] recouvrent en discordance les calcaires éocènes fortement plissés. Sur les marnes, horizontales ou très faiblement inclinées, reposent des calcaires lacustres qui atteignent l'altitude de 211 mètres. Ces dépôts ont donc fossilisé, au moins jusqu'à cette altitude, un relief pré-pontien ou pontien, sans doute à peu près contemporain de celui que les argiles à lignites d'Orignac ont permis de dater.

A Orignac, on trouve sur les argiles pontiennes les cailloutis du Lannemezan. En Narbonnais se sont accumulés, au Pliocène moyen, des limons et des graviers continentaux, à une altitude inférieure à celle des dépôts pontiens de Montredon. Cet emboîtement des dépôts plus récents dans les plus anciens peut s'expliquer de deux façons : 1° Des périodes alternées d'érosion et d'accumulation se seraient succédé en rapport avec des oscillations répétées du niveau marin : il y aurait eu une régression au début du Pliocène (d'où érosion des dépôts antérieurs), puis une transgression transformant les vallées en rias et permettant le dépôt du Pliocène, enfin une régression post-pliocène déclenchant le creusement des vallées actuelles. — 2° Les dépôts se seraient accumulés dans une zone d'affaissement persistant, déformée à la façon d'un synclinal, les plus anciens étant relevés sur les bords du synclinal et s'enfonçant sous les plus récents dans la partie centrale.

Les contours de la première édition de la carte géologique de Narbonne ne se prêtent à aucune interprétation. Ils ont été corrigés sur la deuxième édition, due à M. Barrabé, et les notations ont été soigneusement révisées. Les graviers pliocènes apparaissent généralement superposés, et non juxtaposés,

---

9. D'après D. Faucher (cours professé à la Faculté des Lettres de Toulouse). Voir plus bas.

10. P. de Rouville, Note sur le gîte ossifère de Montredon (Hérault), *B. S. G. F.* (2), *23*, 1865, 148-152. — Ch. Depéret, Résultats des fouilles paléontologiques dans le miocène supérieur de la colline de Montredon, *C. R. Ac. Sci. 121* (1895), 432.

comme pouvait le laisser croire la première édition, aux dépôts du Miocène supérieur. Il est probable que le Narbonnais s'est lentement affaissé au Pliocène; dans la dépression ainsi formée se sont accumulés des sables et des graviers dont la position stratigraphique, par rapport au Pontien de Montredon, est analogue à celle de la formation de Lannemezan par rapport au Pontien d'Orignac. Le Pliocène narbonnais est donc l'équivalent, au moins partiel, du Lannemezan. On se rappelle, d'autre part, que dans la région aturienne, les dépôts de piémont pyrénéens passent aux sables fauves pliocènes remaniant et ravinant tous les terrains antérieurs, et que les alluvions caillouteuses qui forment la partie supérieure des dépôts de piémont viennent souvent recouvrir et raviner les sables fauves. Ces derniers pourraient donc être regardés comme contemporains d'une partie au moins du Pliocène narbonnais, et les glacis du Narbonnais comme les homologues de ceux du Piémont nord-pyrénéen.

En effet, la surface des dépôts pliocènes forme en Narbonnais un vaste glacis incliné vers la mer, découpé par l'érosion fluviale et réduit à l'état de buttes allongées, comme celle d'Ensérune. Il est, de plus, alvéolé de crypto-dépressions occupées par des étangs ou des marécages que l'homme a parfois asséchés et mis en culture (dépression circulaire de Montady-Colombiers, au N.-E. d'Ensérune). Le sommet plat des buttes est jonché de petits galets de quartz blanc très roulés, parfois de calcaire, notés p^1 ou p^{1a} sur la première édition de la carte géologique de Narbonne, et distingués, sur la deuxième édition, de ceux qui recouvrent des niveaux situés en contre-bas.

Ces glacis ne sont pas des surfaces de remblayage alluvial, ce sont des glacis d'érosion. Leur surface, recouverte de cailloutis en nappe toujours mince, recoupe en effet non seulement les marnes lacustres jaunâtres du Pliocène moyen, mais les terrains plus anciens. A.-F. de Lapparent a montré que dans le synclinal de Fabrezan, les belles surfaces aplanies, correspondant à la nappe des cailloutis du Pliocène supérieur, s'étendent aussi bien sur les marnes du Lutétien marin que sur celles du Pliocène moyen[11]. De plus, l'inclinaison, généralement assez forte, de ces surfaces vers l'aval, est indépendante

11. LAPPARENT, 153.

des pendages, beaucoup plus faibles ou nuls, des dépôts du Pliocène moyen. Les glacis ont été taillés dans des roches tendres par l'érosion latérale de cours d'eau dont le passage est attesté par la nappe caillouteuse mince et discontinue qui les recouvre. Ce sont des formes de pédiments.

Enfin ces glacis d'érosion, comme ceux du Piémont atlantique, ne paraissent pas avoir été déformés. Leur pente est en effet celle des rivières fortement chargées qui les ont façonnés. A.-F. de Lapparent en a fait la démonstration pour la terrasse pliocène du synclinal de Fabrezan, dont la pente est de 6 à 7 ‰, donc sensiblement plus forte que celle des cours d'eau actuels, beaucoup moins chargés. Aussi tend-elle à converger vers l'aval avec les terrasses quaternaires[12].

Des formes de pediments, très dégradées par l'érosion quaternaire, s'observent donc, dans le Narbonnais, au pied de reliefs peu élevés. Ils s'expliquent sans doute par un climat favorable, à la fin du Pliocène et au début du Quaternaire, à l'érosion par *sheet-floods*. Nous chercherons maintenant s'il existe des formes semblables au pied des reliefs plus vigoureux qui encadrent la dépression roussillonnaise.

II. — Le Roussillon.

Le Roussillon est une dépression tectonique qui doit sa largeur à la jonction de deux fossés voisins : le fossé de la Têt au N., le fossé du Tech au S. Dans l'intervalle, la remontée anticlinale des dépôts de remblaiement (le fond n'est pas connu), à peu près sur l'emplacement de la vallée du Réart, semble correspondre à une zone de moindre affaissement[13]. L'allure générale est celle d'un vaste gondolement du matériel ancien, limité par d'importantes flexures ou, par places, par des failles en gradins.

1. Les versants. — Les massifs des Albères, du Roc de France et du Canigou sont de hautes montagnes que des versants raides terminent brusquement. Rarement le contraste entre

12. La démonstration de A.-F. de Lapparent aurait encore plus de force si celui-ci n'avait pas confondu plaine de piémont et glacis de piémont. Ces derniers sont en effet généralement les plus inclinés.

13. Bourcart, 56.

plaine et montagne est aussi tranché, et l'image des vignobles et des jardins de la plaine catalane dominée par des cimes neigeuses n'est guère moins célèbre que celle du bassin de Grenade au pied du Mulhacen.

Les Albères, hautes d'un millier de mètres, tombent d'un seul jet sur les basses terres. Le contact est jalonné par une ligne de villages blottis dans les mimosas, comme Villelongue-d'els-Monts. Un brusque décrochement, auquel correspondent la vallée de l'Écluse et le col du Perthus, sépare les Albères de l'extrémité orientale du massif du Roc de France. Celle-ci forme le petit massif du Boularic. C'est un horst qui a glissé par rapport aux Albères vers le S.-E. Du côté de Céret et de Maureillas, il est limité par des failles en gradin, le gradin intermédiaire étant basculé vers l'E. M. Birot a interprété ce dernier comme un niveau d'érosion fortement déformé, et l'a appelé « niveau de la Boulerie »[14]. Mais les contacts du replat avec l'escarpement qui le domine n'est pas celui d'un fond de vallée et d'un versant; encore moins a-t-il la forme d'un versant de vallée mûre; on y voit des facettes assez évoluées, analogues à celles de la partie inférieure du versant, au-dessous du replat. La pente de celui-ci vers l'E. s'explique sans difficulté s'il s'agit d'un gradin.

C'est également par gradins que le Canigou s'effondre sur la plaine : le massif primaire des Hautes Aspres, compartiment affaissé par rapport au massif du Canigou, descend à son tour sur le Roussillon, entre Thuir et Céret, par un escarpement de ligne de faille ou une vigoureuse flexure. Les reliefs de la bordure septentrionale n'ont pas la même fierté. Mais nul doute qu'un accident tectonique ne tranche par des failles se relayant suivant la même orientation S.-E. - N.-O., l'extrémité de la Zone axiale, celle du massif primaire de l'Agly avec sa couverture secondaire, et le Causse d'Opoul qui inaugure un régime de plateaux faillés dont le style n'est plus pyrénéen.

Malgré le caractère imposant de ce cadre montagneux, le Roussillon est tout autre chose qu'une plaine de piémont. C'est

---

14. Birot, 42. — Ce toponyme, inconnu dans le pays, semble provenir d'une mauvaise lecture de la carte d'E.-M. (Pic de Bouleric). Le plan directeur au 20.000e transcrit la forme correcte : Boularic.

que d'une part l'enfoncement du bassin a partiellement compensé l'accumulation, d'autre part l'érosion a évidé, dans les dépôts, la plaine actuelle.

2. L'enfoncement du bassin. — Il est difficile de dater ses débuts. Le Miocène n'est pas connu en Roussillon. Les formations pliocènes reposent directement sur les gneiss et autres roches primaires formant les bords du bassin. Mais le Miocène existe en Narbonnais et en Cerdagne, et on ignore quels dépôts se trouvent, au centre du bassin du Roussillon, sous le Pliocène que le seul sondage profond, celui de Ponteilla, ne semble pas avoir entièrement traversé[15].

Néanmoins, l'affaissement du Roussillon est en grande partie d'âge pliocène. On ne saurait expliquer l'épaisseur du pliocène fluvio-lacustre (près de 400 mètres à Ponteilla, si les résultats du sondage ont été correctement interprétés), autrement que par un enfoncement qui aurait duré au moins jusqu'à la fin de l'Astien. De plus, la disposition des sédiments en cuvettes emboîtées, comme en Narbonnais, précise l'allure synclinale de la déformation[16].

Les faciès des terrains du Roussillon changent très rapidement, surtout lorsqu'on se rapproche des bords du bassin, aussi leur stratigraphie est-elle difficile à établir. Des dépôts différents peuvent être contemporains, et des dépôts de même faciès avoir été formés à des époques différentes. C'est pourquoi les distinctions faites par Depéret sur la carte géologique de Céret correspondent plutôt à des différences de faciès qu'à des différences d'âge. D'une façon générale, le remplissage est grossier sur les bords du bassin, et beaucoup plus fin dans le centre et au voisinage du rivage.

Sur les bords, on voit le plus souvent une brèche rouge à gros éléments, par exemple au pied des escarpements des Albères (Laroque) et du Roc de France, ainsi qu'au bord du Causse de Thuir. Depéret et Bourcart la signalent également dans le N. du bassin, entre Baixas et les environs de Salses. Le chemin de Thuir à Castelnou permet d'étudier cette formation. La brèche contient des éléments de toutes tailles, depuis

15. Mengel, 184.
16. Depéret, 88. — Bourcart, 56.

les petits graviers jusqu'aux quartiers de roche si gros qu'il a fallu les faire sauter à la dynamite pour construire le chemin. La stratification est grossière, avec des pendages variables, quelquefois vers l'E., le plus souvent vers l'O. ou le S.-O., c'est-à-dire vers le bord du Causse. Des lits argileux alternent avec des lits de conglomérats par places très fortement cimentés. L'épaisseur des lits ne dépasse pas un mètre. Il s'agit d'une brèche de pente dont les éléments (gros blocs anguleux de calcaire dévonien et blocs plus petits de schistes lie de vin) proviennent du bord du Causse. Les brèches rouges existent aussi sur le versant de Castelnou, sur la rive droite du ravin ouvert dans les schistes, en face du Mas Félix. Les dépôts proviennent de la corniche calcaire qui surmonte les schistes.

Pour M. Bourcart, ces brèches et argiles rutilantes seraient les plus anciennes formations visibles du remplissage roussillonnais. Elles seraient corrélatives d'un plissement qui aurait déformé une « pénéplaine » de la fin du Miocène, avant la transgression pliocène. Le mouvement serait contemporain de la dernière phase alpine (rhodanienne). De fait, en certains points, la brèche rouge est recouverte par les argiles bleues du Pliocène marin, par exemple en face de Neffiach, dans un petit ravin qui débouche dans la vallée de la Têt. Des mollusques marins adhèrent encore à quelques galets[17]. Mais en d'autres points, en particulier sur la bordure du Causse de Thuir, la brèche rouge repose sur des bancs limoneux très semblables aux formations de même faciès du Pliocène moyen : « le conglomérat rouge de Thuir et de Força Réal, écrivait Depéret, incontestablement supérieur à toutes les assises pliocènes qu'il ravine indistinctement, est cependant plus ancien que la terrasse la plus élevée de la Têt » et date du « Pliocène supérieur ». Dans la notice de la carte géologique de Céret, le même auteur admettait le passage latéral de ces brèches aux limons fluvio-terrestres astiens du centre du bassin roussillonnais.

On peut conclure, avec M. Birot[18], que l'attribution au rhodanien n'est justifiée que pour une partie de ces dépôts. Puisque les brèches de la bordure du Roussillon se rencontrent aussi bien sous les marnes marines du Pliocène inférieur que sur les

17. D'après Depéret, **88.**
18. Birot, **43.**

limons astiens, le plus vraisemblable est que pendant la plus grande partie du Pliocène des dépôts grossiers se sont accumulés au pied des versants dont ils proviennent en majeure partie, certains éléments roulés pouvant avoir été apportés par la Têt et par le Tech.

En effet, au grand virage de la route de Llauro à Céret, avant d'arriver dans la vallée du Tech, la formation marquée p^1-p^{ob} sur la carte géologique de Céret n'est pas une brèche de pente, mais une alluvion torrentielle. Non seulement galets et blocs sont roulés, mais leur composition est trop diverse pour qu'ils aient une origine locale. La présence d'énormes blocs (l'un d'eux, partiellement engagé, dans une vigne au bord de la route, peu avant les ponts de Céret, mesure plusieurs mètres dans tous les sens), suggère un transport par glissement dans un flot boueux, par des crues formidables comme celle de 1940[19]. Il n'existe en effet aucune différence de dimension ni de composition entre ces alluvions anciennes et celles qui encombrent depuis 1940 le lit du Tech. Seule la couleur du sable qui enrobe les blocs (grise pour les alluvions actuelles, ferrugineuse pour les alluvions anciennes) distingue les deux formations. D'énormes paquets de schiste, longs de plusieurs dizaines de mètres, hauts et larges de plusieurs mètres, arrachés aux berges en 1940 et effondrés dans le lit, donnent une idée de la puissance actuelle des crues méditerranéennes. Celles-ci exerçaient déjà leurs ravages à une époque où le Tech coulait plusieurs dizaines de mètres plus haut qu'aujourd'hui[20].

M. Bourcart attribue aussi au Tech les alluvions à gros blocs granitiques de la base des Albères. Son principal argument est que les Albères, « surtout schisteuses », n'ont pu donner d'alluvions granitiques. C'est oublier que « les schistes cambriens des Albères, presque partout métamorphisés à des degrés divers, passent, sur le pourtour du noyau gneissique central, à des micaschistes sériciteux et à des gneiss granulitiques pénétrés de gros filons de pegmatite »; de plus, « dans la vallée de l'Écluse et de l'Albère apparaissent des schistes très granitisés »; « la masse centrale des Albères et du Roc de

19. M. Pardé, La formidable crue d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales, *R. G. Pyr. S.-O. 12* (1941), 237-279, (1 carte h. t., 7 fig., 4 pl. phot.).
20. Nussbaum, **188**, p. 29.

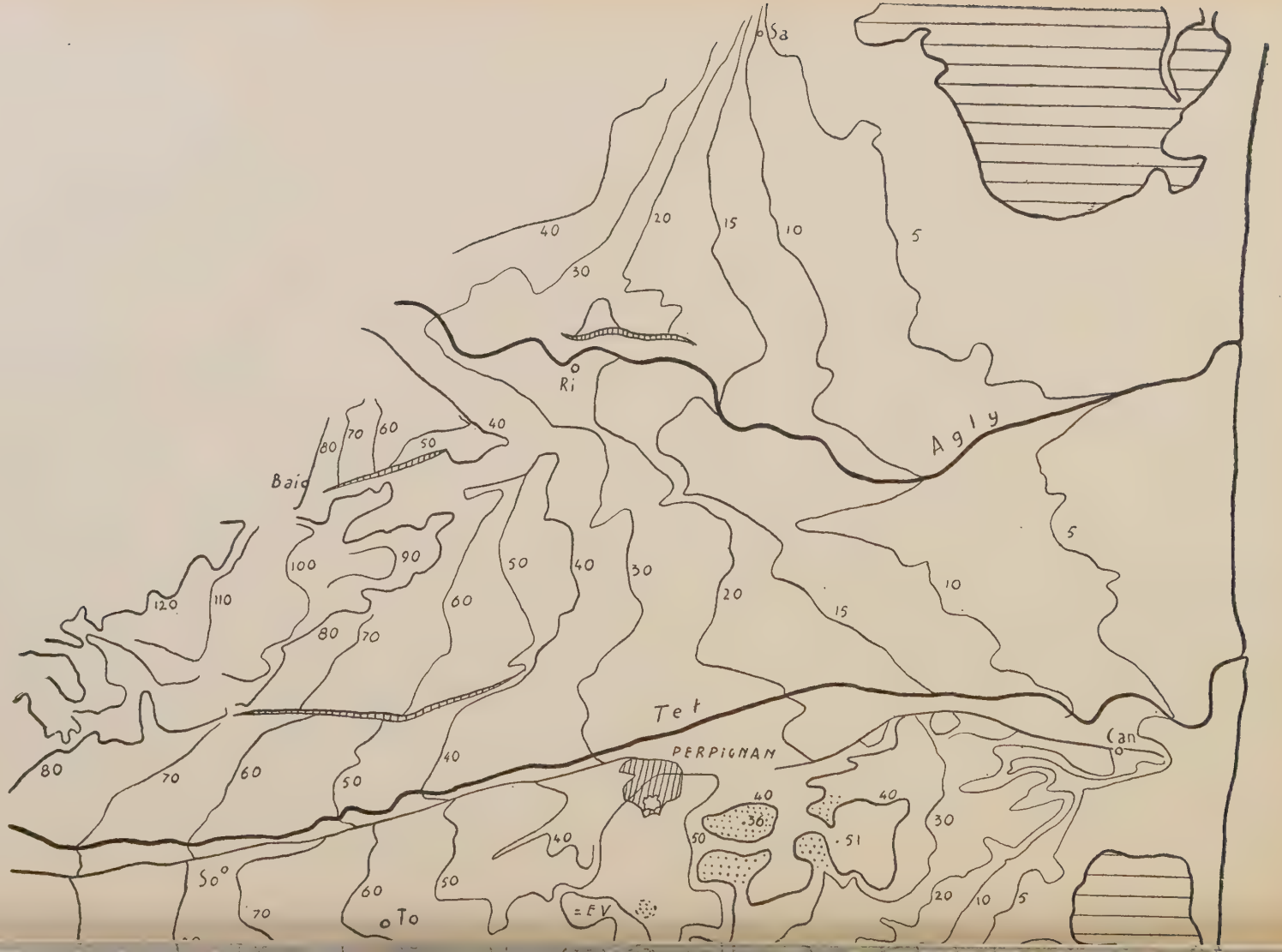
France est formée par une masse puissante de gneiss granitiques »; enfin, « le granite du Boularic présente nettement le phénomène de la décomposition en boules sphéroïdales »[21]. Ces grosses boules granitiques ont glissé avec les *mudflows* au pied des versants et ne sont pas de provenance lointaine. Ainsi, sur la bordure du Roussillon, les dépôts grossiers sont tantôt des dépôts de pente, tantôt des laves torrentielles, tantôt des alluvions du Tech et peut-être de la Têt. Ils se sont formés pendant la plus grande partie du Pliocène. Ils passent latéralement aux dépôts du centre du bassin dans lesquels ils sont parfois interstratifiés.

Les dépôts fins du centre du bassin montrent que le Roussillon, au Plaisancien, a été un golfe marin très peu profond; le faciès de la faune marine est « essentiellement littoral et indique l'existence d'une côte basse, sablonneuse ou légèrement vaseuse, très analogue à la côte actuelle..., mais dénote une température très sensiblement plus élevée »[22]. Le golfe a été progressivement comblé par des graviers et des sables de couleur jaune, à faune saumâtre (*Potamides*), puis par des argiles, des sables et des limons plus fluviatiles que lacustres avec, par places, des vases calcaires et des argiles noires indiquant l'existence d'eaux stagnantes et de marécages. Enfin, sur ces dépôts relativement fins, où cependant la présence de gros blocs de grès quartzite isolés suggère à M. Bourcart la possibilité de transports boueux provenant des versants, se sont construits des cônes fluviatiles formés de sable graveleux.

Les couches marines sont souvent déformées. Les couches d'eau douce le sont plus rarement et toujours beaucoup moins. Leurs pendages n'ont pas tous la même signification. Certains, originels, caractérisent une sédimentation deltaïque (dépôts saumâtres), ou des dépôts de pente continentaux (Thuir, Montesquiou). D'autres résultent de tassements ou de glissements en masse des formations meubles. L'affaissement de paquets entiers, le long d'une surface de décollement, explique peut-

21. Légende de la carte géologique de Céret.

22. Depéret, 88. D'après M. Bourcart, les argiles bleues contiennent certains fossiles (*Turbinolia*) qui ne sont actuellement connus que dans les zones profondes du Golfe du Mexique. Quelle que soit la valeur de cette analogie, peut-être assez vague, l'existence d'une mer profonde en Roussillon au Plaisancien est en contradiction avec un trop grand nombre de faits pour qu'on l'accepte sur la foi d'un indice aussi fragile.


Sa
Ri
Agly
Baix
Tet
PERPIGNAN
Can
So
To
=EV
120
110
100
90
80
70
60
50
40
30
20
15
10
5
36
51

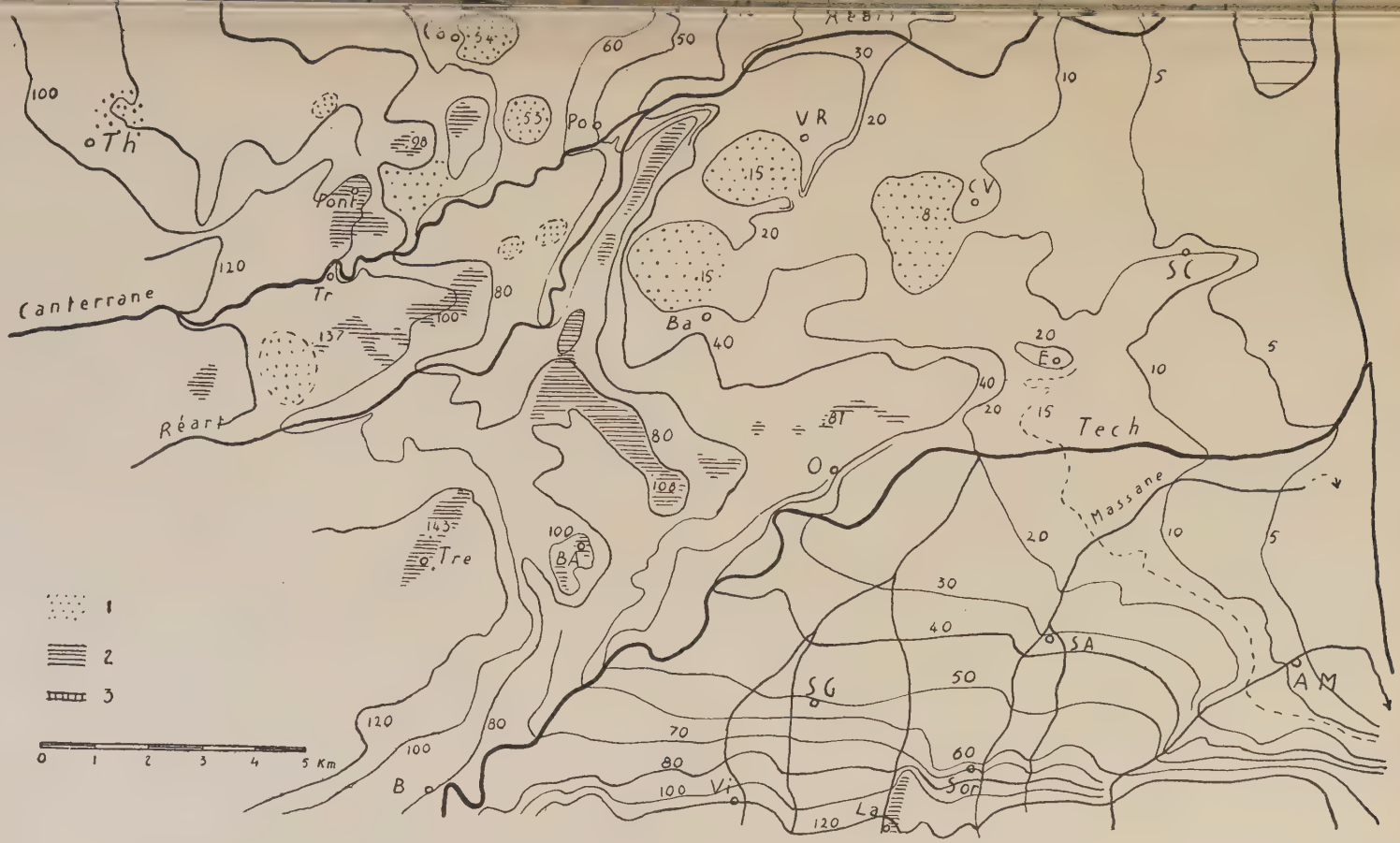


FIG. 44. — CARTE MORPHOLOGIQUE DE LA PLAINE DU ROUSSILLON.

1, Crypto-dépressions; 2, Surface des Aspres; 3, Talus de terrasse regardant le Sud.

AM, Argelès-sur-Mer; — B, Le Boulou; — Bai, Baixas; — Ba, Bages, — BA, Banyuls-dels-Aspres; — Ca, Canohès; — Can, Canet; — CV, Corneilla-del-Vercol; — E, Elne; — SV, Serra-d'en-Vaquer; La, Laroque-des-Albères; — O, Ortaffa; — Po, Pollestre; — Pont, Ponteilla; — Ri, Rivesaltes; — SA, Saint-André; — Sa, Salses. — SC, Saint-Cyprien; — SG, Saint-Genis-des-Fontaines; — SN, Saint-Nazaire; — So, Le Soler; — Sor, Sorède; — Th, Thuir; — To, Toulouges; Tr, Tresserre; — Vi, Villelongue-dels-Monts; — VR, Villeneuve-de-la-Raho.

être certains pendages contraires, avec plongement vers le versant, comme à Maureillas. Les nombreuses crypto-dépressions du Roussillon manifestent à la surface le travail interne qui se poursuit encore dans l'épaisseur des dépôts. Mais la plupart des pendages ont pour cause l'enfoncement du bassin, qui accroît la pente des versants et provoque, sur les bords, des ruptures d'équilibre dans les roches meubles. Dans le Roussillon comme dans le Narbonnais, les dépôts de piémont ont été partiellement engloutis par cet enfoncement.

Ces dépôts sont trop peu consistants pour avoir enregistré fidèlement d'éventuelles déformations tectoniques pliocènes ou post-pliocènes. De plus, ces déformations, même sur les bords du bassin, n'ont pas été générales. La coupe de Laroque, par exemple, montre que toutes les assises tertiaires et quaternaires sont restées en ce point à peu près horizontales. La fraîcheur de certains escarpements de faille, comme celui du Boularic, est due non à un rejeu tardif, mais à une exhumation récente.

3. Les formes d'érosion. — Le relief de la plaine du Roussillon est en effet un relief en creux, sculpté dans la masse des dépôts meubles accumulés au fond du bassin. C'est un relief modeste, puisque les points les plus hauts, sur la bordure du bassin, dépassent rarement 250 mètres : seule la partie supérieure de l'épais remblaiement a été burinée.

Néanmoins, dans le détail, ce relief est parfois très accidenté : le ravinement des conglomérats et des limons pliocènes imperméables crée localement des dédales de cannelures, de crêtes, de colonnes à sommet conique, de cheminées de fées, bref un paysage de *bad lands* où la circulation est pénible. Ce paysage est localisé surtout dans les collines d'entre Têt et Tech, domaine des vignes de coteau et des arbres fruitiers; c'est à elles que s'applique plus particulièrement le nom d'Aspres, qui les distingue des basses terres irrigables[23].

Beaucoup de ces collines ont un sommet absolument plat. Le sol y est jonché de cailloux roulés en grande majorité quartzeux (colline allongée d'Ortaffa). A la chapelle Saint-Luc et au Pla

23. Dans le pays, on appelle aussi de ce nom, et c'est logique, les pentes schisteuses dominant les collines pliocènes, avec leurs forêts claires de chênes-lièges, leur maquis odorant et, sur les éboulis, quelques ceps nobles et avares.

del Rey, au S.-O. de Tresserre (au nom significatif : trois serres), à Las Fourques, au S.-O. de Banyuls-dels-Aspres, la couche de cailloux roulés de quartz, granites, gneiss et schistes atteint près d'un mètre d'épaisseur. Le lessivage a été si poussé qu'aucune particule fine n'a été conservée entre les cailloux. L'altitude de ces plans, de même que la grosseur des cailloux, croît rapidement du N.-E. vers le S.-O. On reconstitue par la pensée une surface très régulière montant de 80 mètres environ sur le méridien d'Ortaffa-Canohès, à plus de 200 mètres au bord des Aspres schisteuses de Tordères et de Llauro.

On remarque cependant une dénivellation d'environ 50 mètres entre les plateaux situés tout contre les Aspres schisteuses (Saint-Luc, Pla del Rey, sommets des collines à l'O. de Fourques) et les sommets des buttes de la région de Tresserre, Passa et Trouillas, deux ou trois kilomètres plus à l'E. S'agit-il de deux niveaux emboîtés, ou bien d'un niveau unique déformé, peut-être dénivelé par une faille posthume parallèle à la faille ou à la flexure qui limite à l'E. les Aspres schisteuses? Ou bien le sommet des collines, à l'E., a-t-il été abaissé par l'érosion, tout en restant plat sur de petites surfaces, tandis que celui des plateaux situés plus à l'O. était conservé? C'est l'hypothèse la plus vraisemblable, car seuls ces derniers sont recouverts par une nappe, d'ailleurs très dégradée, de cailloutis; les cailloux épars à la surface des collines plus basses peuvent provenir du remaniement d'une nappe détruite, ou même de la masse des limons sous-jacents, qui contiennent des lits de gravier. D'autre part, l'augmentation de la pente vers l'amont est en accord avec celle de la taille des alluvions.

Cette surface, sans doute unique, et non déformée, représentait-elle le sommet du remblaiement pliocène? Était-elle, au contraire, une surface d'aplanissement élaborée dans les limons jaunes par érosion latérale de la Têt et du Tech avant le creusement des vallées actuelles? La présence d'une mince nappe d'alluvions à gros galets, ravinant les limons, et l'inclinaison de la surface vers la mer, avec la forme concave d'un profil fluvial, surtout le fait que les sommets des collines schisteuses à l'E. et au S. de Céret sont arasés au même niveau, s'accordent mieux avec la deuxième hypothèse. Dans tous les cas, la surface de départ de l'érosion, au-dessous de laquelle a été sculpté le relief en creux du Roussillon, est post-astienne, et probablement villafranchienne.

Jusqu'où s'étendait cette surface? A l'E. de la voie ferrée de Perpignan à Port-Vendres, les sommets des buttes taillées dans les limons pliocènes résultent du recoupement des versants, et les cailloux épars qui les jonchent ne sont pas en place. Peut-être proviennent-ils des limons eux-mêmes[24]. Mais dans la zone où, vers 80 mètres d'altitude, disparaissent, détruits par l'érosion, les derniers vestiges certains de la surface des Aspres, la pente de cette dernière est encore forte (plus de 8 ‰) et les galets sont plutôt plus gros que ceux de la terrasse d'Ortaffa, située une cinquantaine de mètres plus bas. Le niveau se poursuivait donc probablement à l'E. de la voie ferrée, au-dessous de 80 mètres. L'hypothèse de M. Mengel, suivant laquelle il se serait raccordé à un rivage marin de 100 mètres, ne saurait être admise[25].

Il existe encore d'autres témoins probables de cette surface, signalés par des cailloutis, au sommet de la butte du Serrat d'En-Vaquer, près de Perpignan, et sur les bords N. et S. de la plaine : par exemple à la tour de Baixas, et au pied des Albères, près de Laroque, au sommet d'une file de buttes-témoins, qui sont les restes d'un glacis d'érosion dans lequel s'emboîte un autre glacis mieux conservé.

Ainsi, en Roussillon comme dans le Narbonnais et le Biterrois, une mince nappe de galets quartzeux recouvre une surface régulière taillée dans les terrains tendres du Pliocène, formant un glacis d'érosion incliné du bord de la montagne vers le rivage. On pourrait la regarder comme une surface de pediment, mordant aussi sur les schistes tendres primaires (Céret) ; elle résulterait de l'érosion latérale de cours d'eau très chargés. Cette surface a été en grande partie détruite par l'érosion fluviale et défoncée par des crypto-dépressions.

a) *Terrasses et glacis d'érosion*[26]. — La grande étendue des alluvions anciennes et récentes fait illusion. Sauf près de la côte,

24. Dans cette région, les auteurs des cartes géologiques de Perpignan et de Céret ont distribué les notations pl, alā, alb et a^2 suivant l'altitude des cailloutis. On ne saurait leur attribuer une valeur précise.

25. MENGEL, **180**, **181**, **182**.

26. Les terrasses roussillonnaises ont été très étudiées. Il suffira de rappeler les travaux, déjà cités, de Depéret, Mengel, Birot, Bourcart et Nussbaum. De plus, il existe, pour presque tout le Roussillon, des plans directeurs au 1/20.000^e en courbes de niveau (équidistance 5 m. avec courbes intercalaires de 2^m,50, lorsque la pente est très faible). Ils nous ont servi à dresser une carte au 80.000^e en courbes, l'équidistance étant de 20, 10 ou 5 m. suivant la valeur de la pente. La carte a été complétée, pour les secteurs où le 20.000^e n'existe pas, à l'aide de la minute de la carte d'E.-M., dont les courbes sont purement figuratives. (fig. 44).

ces alluvions n'ont généralement pas plus de quelques mètres d'épaisseur. Les talus des terrasses sont taillés dans le pliocène. Chaput n'aurait pas hésité à les ranger presque toutes dans la catégorie des terrasses polygéniques. M. Birot a montré que souvent la rivière avait continué à s'enfoncer en glissant latéralement, peut-être parce que les cônes de déjection de ses affluents la repoussaient d'un seul côté.

Ces cônes de déjection, localisés sur une partie des bordures N. et S. du Roussillon, n'ont eux-mêmes qu'une épaisseur réduite. Au N., entre Salses et Espira-de-l'Agly, un glacis caillouteux, dont la pente est de 7 à 8 ‰, raccorde le bord du Causse d'Opoul à la plaine de niveau de base de la Salanque. Il est formé principalement par un cône de déjection du Roboul. Celui-ci a creusé ensuite un petit canyon qui permet de voir, sous les galets cimentés de l'ancien cône, les limons pliocènes.

Les Albères sont frangées par un véritable piémont. Les torrents de Villelongue, de Laroque, de Sorède et de la Massane ont découpé le glacis pliocène, dont les sommets des buttes de Laroque conservent encore le profil, et lui ont substitué par érosion latérale un nouveau glacis composé de quatre cônes qui s'épanouissent vers l'aval et se confondent avec la plaine du Tech (*fig.* 45). Ils se terminent à peu près à la même altitude qu'une terrasse du Tech, celle d'Ortaffa. Une nouvelle phase de creusement a suivi. Les cônes, aujourd'hui à l'abri de tout retour des torrents, sont couverts de vignes en gradins (la pente est de 20 à 25 ‰) séparés tous les cent mètres par des murettes basses qui suivent les courbes de niveau (Laroque). Les torrents des Albères, par exemple la Massane, se détournent parfois vers l'un des bords du cône déserté. Les gouttières correspondant aux lignes de suture des cônes ont attiré de petits ruisseaux. Ce réseau intercalaire contribue, au S. de Saint-André, entre Laroque et Sorède, entre Laroque et Villelongue, à la dissection du piémont, dont les glacis emboîtés se raccordent aux terrasses du Tech.

Les terrasses résultant des déplacements latéraux du Tech et surtout de la Têt, ont aussi une forte pente longitudinale. En amont de Perpignan, celle de la vaste terrasse de Toulouges, calculée depuis Saint-Féliu, est d'environ 5 ‰, celle de la basse plaine de la Têt, calculée depuis Corneilla, de 4 ‰. Entre Perpignan et la mer, la pente de la basse plaine est encore de 2, 3 ‰. La cote + 5 se trouve à moins de 1 km. 500 de

l'estran. La proximité de la montagne et la grosseur des alluvions expliquent le maintien de pentes aussi fortes jusqu'au rivage.

Il faut cependant distinguer deux zones. En amont d'une ligne Palau, Saleilles, le Soler, Rivesaltes, les basses plaines sont concaves, ce qui indique un creusement. En aval, les rivières coulent sur un bourrelet d'alluvions : leur pente, quoique encore très sensible, ne suffit plus au transport de tous les matériaux. Entre les bourrelets fluviaux et les cordons littoraux subsistent des lagunes (étangs de Canet, de Salses), lentement colmatées par les apports de quelques affluents. Le delta du Réart, par exemple, progresse en pointe dans l'étang de Canet. L'épaisseur des alluvions augmente. Les sondages du pont de

Fig. 45. — Glacis emboîtés. Laroque-des-Albères.
Le glacis supérieur est fragmenté en buttes.

Canet (1935), descendus jusqu'aux cotes —14 et —15 au-dessous du niveau de la mer, ne semblent pas avoir atteint le Pliocène[27]. Ils ont seulement traversé des sables et des galets fluviatiles alternant avec des vases de lagunes, fait qui s'explique plutôt par une récente transgression marine (flandrienne) que par un affaissement du sol, car la transgression a été générale, tandis qu'on n'observe que des affaissements locaux.

b) *Les crypto-dépressions.* — Aussi bien la plaine littorale que les collines pliocènes sont alvéolées, en effet, par des dépressions fermées de toutes tailles, circulaires, ovales ou polylobées, ces dernières résultant de la coalescence de plusieurs dépressions voisines. On en compte une vingtaine entre Perpignan, Elne et Thuir. Au S. de Perpignan et au N. de Cabestany, ce sont de petites dépressions généralement ovales, de 300 à 1.000 mètres de grand axe, au fond parfaitement plat, aux versants assez raides, hauts de 20 à 30 mètres. Elles donnent à presque toute

27. Bourcart, 56.

cette région, notée a^{1a} sur la carte géologique de Perpignan, une topographie ondulée, toute en creux et en buttes allongées, où l'on ne reconnaît pas la régularité d'un palier de terrasse.

Plus au S., à Canohès, Ponteilla, Trouillas, Bages, Villeneuve-de-la-Raho, Montescot et Corneilla-del-Vercol, apparaissent des dépressions plus grandes (1 km. 500 à 2 km. 500 de diamètre). Leurs fonds plats sont plus bas que les talwegs des cours d'eau voisins : leur altitude est de 15 mètres pour Bages et Villeneuve-de-la-Raho, 8 pour Corneilla, tandis que le Tech au S. d'Ortaffa et le Réart au N. de Villeneuve coulent à 30 mètres. Aussi ces dépressions étaient-elles occupées par des étangs que l'homme a asséchés.

La dépression de Corneilla-Montescot est une zone affaissée dans la plaine alluviale, à laquelle elle se raccorde sans talus bien marqués. Les creux de Bages et de Villeneuve sont au contraire ouverts comme à l'emporte-pièce dans les limons pliocènes, et sont limités par des parois aussi raides par places que celles d'un cratère. Le sol y a été comme aspiré vers la profondeur.

Le talus sinueux qui sépare les Aspres de la terrasse de Toulouges doit aussi son dessin irrégulier à des affaissements circulaires. Les buttes pliocènes formant des îles basses dans la plaine, d'Elne au Canet, sont autant des reliefs résiduels ayant échappé à la dissolution et à l'enfoncement que le résultat du fractionnement d'anciens interfluves par l'érosion fluviale ou marine.

Ces affaissements ne peuvent être causés que par une perte de substance en profondeur, sans doute par dissolution, dans le pliocène ou des sédiments plus profonds[28]. Leur fréquence, en bordure de la Méditerranée, des Albères au couloir de l'Aude et au Bas-Rhône, mérite de retenir l'attention. On ne saurait, en tout cas, y voir des formes du modelé fluvial ou du modelé littoral.

On ne peut les regarder, en particulier, comme « des chapelets de lagunes et d'anciens étangs côtiers » en rapport avec d'anciens rivages qui, suivant O. Mengel, s'étageraient en Roussillon entre l'altitude de 280 mètres et le niveau de la mer. M. Birot a

28. Des dépressions semblables, dans les sédiments sableux de la plaine côtière de la Caroline du Sud, ont été expliquées par la dissolution du fer et de l'alumine contenus dans le sable. Voir Smith (Laurence L.), Solution depression in sandy sediments of the Coastal Plain in South Carolina, *Journal of Geology 39* (1931), 641-652.

montré qu'aucune des preuves apportées par M. Mengel n'était absolument concluante et que les faits allégués pouvaient se ranger dans le cadre d'une hypothèse plus simple, l'affaissement du Roussillon depuis l'Astien continental[29].

Dans ce bassin, de même qu'en Narbonnais, ni l'emboîtement des dépôts tertiaires, qui s'explique par une accentuation des dépressions synclinales, ni l'étagement des formes d'érosion post-pliocènes, n'imposent l'hypothèse d'oscillations eustatiques de grande ampleur. Si le Roussillon ne s'est pas sensiblement enfoncé depuis la fin du Pliocène, on pourrait même conclure que depuis cette date la mer n'a jamais dépassé la cote + 80. En revanche, la présence de dépôts continentaux au large des côtes actuelles[30] s'accorde avec l'épaisseur des sédiments littoraux pour faire admettre qu'à certains moments, le niveau marin a été plus bas qu'aujourd'hui.

D'autre part, l'absence de déformation aussi bien en ce qui concerne la surface de piémont du Pliocène supérieur, que les terrasses et les glacis quaternaires étagés à des altitudes plus basses, montre qu'on ne saurait expliquer par un soulèvement post-pliocène des Pyrénées méditerranéennes l'altitude des dépôts de même âge conservés dans les bassins intramontagnards.

III. — Les bassins intramontagnards.

L'un des éléments tectoniques du Roussillon, le fossé de la Têt, se prolonge vers l'O.-S.-O. par le bassin de Prades, la vallée moyenne de la Têt et les bassins du haut Sègre : Cerdagne, bassins de Bellver et de la Seo d'Urgel. L'ensemble forme un alignement long de 120 kilomètres, qui est l'un des accidents majeurs des Pyrénées méditerranéennes. Des dépôts comparables à ceux du Roussillon sont conservés au fond de ces bassins. On peut en rapprocher les cailloutis et les tufs, également attribués au Pliocène, qui se rencontrent dans les dépressions des Corbières orientales.

1. Les dépressions des Corbières orientales. — A l'exception des poljés comme celui d'Opoul, les dépressions des Corbières orien-

29. Mengel, **180**, 181, 183. — Birot, **42**, p. 258-265.

30. Bourcart, Sur les rechs, sillons sous-marins du Plateau continental des Albères (Pyrénées-Orientales), *C. R. Ac. Sc.* (1947), *224*, 1175-7. Rappelle les travaux de Pruvôt, *Arch. de Zool. expér. et gén.* (1894). — Notes détaillées dans *C. R. Ac. Sc.* (1948), *226*, 1632 et 1827.

tales appartiennent à deux types principaux : les dépressions synclinales, dont la plus importante est celle de Saint-Paul-de-Fenouillet, où se relaient la Boulzane et le Ruisseau de Maury, et les dépressions périphériques : celle de Tuchan, dans les marnes triasiques, entre le Massif de Mouthoumet et les calcaires liasiques et crétacés de sa couverture; celle, plus petite, d'Estagel, entre le massif primaire de l'Agly et les calcaires de son enveloppe secondaire.

Sur les versants de ces dépressions et au sommet des collines qui en accidentent le fond, des conglomérats et des marnes rouges ou jaunes se disposent en lits alternés. Carez, remarquant qu'au S. de Paziols les cailloutis montent jusqu'à 284 mètres, tandis que dans le fond de la vallée ils sont à 125 mètres, leur attribue une épaisseur minimum de 160 mètres[31]. M. Birot, d'après la carte géologique de Perpignan, les signale à 370 mètres au N. de la route de Vingrau à Tuchan. Les auteurs de la carte géologique de Quillan mentionnent à la base de ces cailloutis, près du mas Fouradade, des tufs calcaires auxquels ils assimilent des lambeaux de calcaire lacustre plaqués sur les marnes albiennes du versant septentrional du synclinal de Saint-Paul-de-Fenouillet : le plus élevé, à l'E. de Prugnanes, se trouve à 440 mètres d'altitude. M. Birot, s'appuyant sur ces indications, estime que les dépressions des Corbières orientales, y compris celle qui s'ouvre dans les marnes du synclinal de Fenouillet, ont été fossilisées par le remblaiement pliocène. Ainsi s'expliqueraient, par surimposition, les nombreuses inadaptations du réseau hydrographique à la structure, en particulier les deux cluses du Verdouble entre Tuchan et son confluent avec l'Agly.

Mais le tracé de l'Agly lui-même, qui croise à Saint-Paul la dépression albienne et semble la dédaigner, puis pénètre dans le massif auquel il a donné son nom pour y décrire de surprenants détours, ne peut s'expliquer par surimposition sur le Pliocène, qui n'a pas recouvert les reliefs traversés par l'Agly. M. Birot, dans ce cas, invoque l'antécédence comme la seule solution possible. Cependant, cette hypothèse n'est pas indispensable, car le Massif de l'Agly a probablement été entièrement enveloppé par une couverture de terrains secondaires, dont d'importants lambeaux subsistent au cortal Saint-Martin, à la tour de Lansac et au Mont des Verges. Ce sont des calcaires marmorisés dans

31. Carez, **62** (1908), p. 3109.

lesquels une circulation souterraine des eaux était possible, sans que la direction des rivières souterraines fût influencée par l'allure de la surface topographique : l'Agly pourrait être une rivière du karst qui a recouvert le massif ancien[32].

D'autre part, l'hypothèse d'une surimposition du Verdouble sur les cailloutis pliocènes ne peut être étendue aux autres affluents de l'Agly : la Boulzane et le Ruisseau de Maury suivent en effet le synclinal de Fenouillet. L'hypothèse d'une fossilisation partielle de ce synclinal par le Pliocène paraît fragile. D'abord il faudrait admettre que ces petites rivières ont été capables de nettoyer entièrement le synclinal après sa fossilisation. De plus, les lambeaux de calcaire lacustre de Maury et de Prugnanes se trouvent au pied du crêt urgonien qui limite la dépression au N. et ont dû être déposés par les eaux calcaires qui en descendaient. Comme ils sont situés entre 340 et 440 mètres d'altitude, et que les tufs de Fouradade ne sont qu'à 180 mètres environ, il faut supposer ou bien une déformation du synclinal depuis leur dépôt, ou bien l'existence, dans le synclinal, de plusieurs lacs étagés. Cette dernière hypothèse s'accorderait mieux avec la localisation étroite des dépôts lacustres et avec celle des marnes et conglomérats.

Ceux-ci forment en effet une traînée N.-N.-E. - S.-S.-O., depuis le château d'Aguilar (E. de Tuchan) jusqu'au N. et à l'E. d'Estagel. Ils manquent dans le synclinal de Fenouillet, aussi bien du côté de Maury que du côté de Tautavel et de Vingrau. Les altitudes des points hauts des cailloutis décroissent régulièrement vers le S., de 370 mètres à 150 mètres environ. Ces points ne sont pas tous situés sur la surface du remblaiement. Mais la surface de base des cailloutis est en pente dans la même direction. On peut donc les regarder, avec Carez, comme les dépôts d'un ancien Verdouble. Ils auraient, comme les cailloutis du Salat au N. de Saint-Girons, fossilisé une vallée pliocène, et les épigénies du Verdouble seraient comparables à celles du Volp.

---

32. La découverte, à Taurinya, de blocs peu roulés de grès triasique, de calcaires du Crétacé supérieur et du Nummulitique, à Neffiach de nummulites dans le Pliocène supérieur, montre l'existence ancienne, sur le Canigou, d'une couverture comprenant une série allant du Trias au Nummulitique. Voir Astre, Nummulites remaniées dans le Pliocène de Neffiach en Roussillon, *B. S. G. F.* (5), 7 (1937), 347-351. Le parallélisme du cours de l'Agly en aval d'Ansignan avec le bord du synclinal de Boucheville est un autre argument en faveur de l'adaptation de l'Agly à la couverture du massif.

2. Le Conflent. — Plutôt qu'aux dépressions des Corbières orientales, le Conflent ressemble au Roussillon, dont il est le « vestibule » (Birot). C'est un bassin d'effondrement dissymétrique, le horst méridional, le Canigou, ayant été porté mille mètres plus haut que le bloc septentrional. La plus grande partie des dépôts accumulés au fond du bassin provient donc du Canigou. C'est, pour l'essentiel[33], une formation à gros blocs de quartz, de gneiss et de granite, rappelant celle du bord des Albères. Comme pour la formation de Lannemezan, l'origine des gros blocs a prêté à discussion. O. Mengel, auteur de la carte géologique de Prades, y voit une formation glaciaire. Penck avait cependant montré, dès 1885, qu'il s'agissait d'un dépôt tortentiel. La démonstration a été reprise par Depéret, par M. Birot et par F. Nussbaum.

Dans la partie aval du bassin, la formation torrentielle repose sur des lits inclinés de sables grossiers et de graviers, rapportés par Depéret au Pliocène marin. Parfois les deux dépôts sont en concordance apparente, et le passage de l'un à l'autre est insensible; ailleurs, la discordance est très nette. Ainsi l'âge précis de la formation à gros blocs est difficile à fixer. D'après Depéret[34], le faciès marin représenterait, par comparaison avec les formations fossilifères de Millas et de Neffiach, le Plaisancien et une partie de l'Astien. Les alluvions torrentielles correspondraient à la partie supérieure de l'Astien et, selon toute probabilité, au Calabrien (Villafranchien). Comme en Roussillon, le Pliocène marin est déformé, mais la formation à blocs « est subhorizontale ou présente une légère disposition synclinale » (Depéret).

Les pendages des assises sont en général vers le Canigou. La surface topographique s'incline au contraire, à la façon d'un glacis, depuis le pied de l'escarpement de faille du Canigou, vers la base du versant du massif d'Ille-Molitg. Il s'agit donc d'un glacis d'érosion comme le glacis des Aspres. Il a sans doute été façonné par l'érosion latérale des torrents descendus du Canigou. Ces torrents s'y sont ensuite enfoncés, découpant le glacis en collines allongées et en buttes. Au S. de Vinça, ils ont sculpté, à un niveau inférieur, un autre glacis qui passe vers l'aval à

33. On a pu y distinguer plusieurs faciès. Voir, en particulier, Pannekoek, 193.

34. Depéret, 91.

l'une des terrasses de la Têt. Ces formes emboîtées rappellent le piémont des Albères.

La Têt, repoussée vers le N. comme le Tech en Roussillon, a taillé, dans le massif d'Ille-Molitg, de larges golfes et lui a donné un contour sinueux qui contraste avec l'allure rectiligne de l'escarpement du Canigou. Elle s'est enfoncée par épigénie dans le massif au pont de Prades, à Marquixanes, à Vinça, et surtout aux environs de Villefranche (dépliant, *fig.* 46)[35]. Les torrents descendus du Canigou traversent le bassin pliocène, puis creusent des gorges dans le Dévonien pour rejoindre la Têt. La profondeur des gorges de la Têt (trois à quatre cents mètres) et la pente de cette rivière ont suggéré l'hypothèse d'un soulèvement épéirogénique post-pliocène[36]. La pente moyenne de la dépression du Conflent (2,8 % entre Escaro et Bouleternère), l'existence du Pliocène marin à plus de 200 mètres d'altitude, ont aussi été données comme arguments. Mais la jeunesse de la vallée, comme pour l'Aude, s'explique par l'absence de glacier de vallée au Quaternaire et par les conditions difficiles du creusement par suite de l'épigénie. L'altitude du Pliocène marin correspond peut-être à un niveau marin plus élevé au début du Pliocène qu'actuellement. Si l'on rejette cette hypothèse parce que le Pliocène marin est déformé, il n'en reste pas moins que les mouvements ont précédé le dépôt des alluvions torrentielles discordantes sur le Pliocène marin et peu déformées, et sont antérieurs à l'épigénie de la Têt. La pente de la dépression du Conflent vers la Méditerranée s'expliquerait donc, mieux que par un gauchissement général, par un aménagement fluvial. Ce serait une vallée pliocène comblée par les dépôts de piémont, et partiellement réexcavée. Le même problème se pose en Cerdagne, où les alluvions pliocènes atteignent l'altitude record de 1.560 mètres.

3. La Cerdagne. — La Cerdagne est une conque élevée, que de hautes montagnes entourent sans l'écraser. Les versants présentent la même dissymétrie qu'en Conflent. Au S., la muraille rectiligne du Massif du Puigmal est un escarpement de faille de 600 à 800 mètres de commandement. Au N., le Massif du Carlit se termine également par des pentes raides, mais le tracé est plus sinueux, et la descente se fait en deux temps. Entre

35. Sur l'épigénie de Villefranche, Birot, **42**.
36. Bourcart, **56**.

1. — Ravinements dans les limons pliocènes, à Nahuja. Remplissage du bassin, puis érosion.

2. — Glacis quaternaire en pente forte au pied du versant Sud de la Cerdagne à Osséja

3. — Glacis et terrasses d'érosion de la plaine cerdane, taillés dans le remblaiement pliocène. Au fond et à gauche, vallée de Carol et massif de Campcardos. A droite, massif du Carlit; à mi-hauteur, niveau de la Perche.

Photos F. Taillefer.

les hautes surfaces qui forment, aux environs de 2.000 mètres, le socle du Carlit, et la plaine cerdane, s'interpose vers 1.600 mètres d'altitude un niveau intermédiaire. Près de la vallée de Carol, ce n'est qu'un gradin, mais il s'élargit rapidement vers l'E. et forme la surface de la Perche. Entre Bolquère et Eyne, elle s'étend, avec des pentes très douces, sur près de 4 kilomètres de largeur et se profile, à l'horizon oriental de la Cerdagne, entre les Massifs du Carlit et du Puigmal, comme un col très évasé séparant cette plaine du bassin supérieur de la Têt. La seule brèche du cadre montagneux est la percée héroïque du Sègre en direction de la Seo d'Urgel. A l'intérieur de l'enceinte, de longs glacis, des terrasses étagées, des vallées à peine creusées composent au cœur des Pyrénées un paysage de plaine. Il s'explique par la facilité avec laquelle l'érosion a travaillé dans les dépôts meubles mio-pliocènes.

Les plus anciens de ces dépôts sont des argiles grasses recouvrant des lignites exploités à Estavar jusqu'à la fin du XIX[e] siècle. Ils contiennent une faune rappelant celle d'Orignac[37]. Au-dessus, des argiles sableuses, épaisses d'une dizaine de mètres, renferment également des débris de mammifères (*Amphicyon major, Hipparion gracile*), des mollusques d'eau douce et, de plus, des empreintes végétales (*Alnus occidentalis, Fagus pliocenica,* etc...). D'après Depéret et Rérolle, *Amphicyon major,* qu'on a trouvé aussi à Orignac, existe déjà dans le Miocène moyen (Sansan) et devient très rare dès le Miocène supérieur. M. Astre, qui a étudié une coupe analogue dans le bassin de Bellver, prolongement de la Cerdagne, rapporte au Sarmatien les argiles grasses à lignites, au Pontien inférieur les argiles sableuses[38]. On aurait donc là l'équivalent stratigraphique des argiles de Saint-Gaudens et d'Orignac d'une part, des marnes de Montredon de l'autre.

Dans la Cerdagne française, le Miocène supérieur est recouvert soit par des alluvions quaternaires, soit par des limons argileux jaunes ou rougeâtres qui ressemblent beaucoup aux limons astiens du Roussillon. Très sensibles au ravinement, ils donnent comme eux un paysage de « mauvaises terres » au pied de l'escarpement de faille du Puigmal, et sur le bord du niveau

37. Des Mammifères (*Sus major, Castor Jaegeri, Mastodon Isp.*), et des mollusques d'eau douce. (D'après Depéret et Rérolle, 89.) Voir aussi Villalta et Crusafont, Les gisements de Mammifères du Néogène espagnol, *C. R. S. G. F.*, 1947, p. 28.

38. G. Astre, Le bassin néogène de Bellver, *B. Soc. Hist. nat. Toulouse, 56* (juin 1927), 231-258, 5 fig.

de la Perche, à l'E. de Saillagouse (*pl.* V). Ils contiennent de nombreux lits de petits galets schisteux venus du massif du Puigmal, et quelques blocs, le plus souvent quartzeux, pouvant dépasser un mètre cube. Ces dépôts rappellent donc la formation à blocs du Conflent, et ont été représentés à tort, comme elle, sur les cartes géologiques de Prades et de l'Hospitalet, par le signe des dépôts glaciaires[39].

Ces limons à lits de graviers et à blocs fossilisent, sur les bordures E. et S. de la Cerdagne, un relief accidenté. A l'E. de Saillagouse, ils recouvrent un versant haut d'environ 200 mètres et débordent sur le niveau de la Perche. Les blocs épars sur ce niveau, entre Llo et Eyne, sont identiques à ceux qu'on trouve dans les limons du bassin. Ils sont peut-être les résidus d'une couverture pliocène, car ils se relient, au col Rigat, aux limons jaunes qui se terminent, sur le niveau de la Perche, par un talus tourné vers l'E. et qu'on pourrait, à première vue, prendre pour un vallum morainique.

Par conséquent :

1° Le niveau de la Perche est plus ancien que les limons pliocènes;

2° Au moment de leur dépôt, il avait été vigoureusement rajeuni ou fortement déformé, puisque les limons fossilisent en contre-bas un versant haut de 200 mètres.

Le versant du Massif du Puigmal n'est pas moins instructif. Il est découpé par des vallées parallèles, dont la plus typique est celle de la Vanéra. C'est une vallée dissymétrique : le versant occidental, convexe, s'abaisse doucement et est coupé de rideaux; le versant oriental est très escarpé. Le plongement vers l'E.-N.-E. des schistes ordoviciens, dans lesquels la vallée est creusée, est responsable de cette dissymétrie : le versant gauche coïncide à peu près avec la surface des plaques de schiste, tandis que leurs tranches hérissent le versant droit. De plus, les schistes du versant gauche disparaissent sous un dépôt d'argile roussâtre contenant de très nombreux fragments de schiste. Trois kilomètres en amont d'Osséja, l'épaisseur de ce dépôt atteint au moins 40 mètres. Ou bien il s'agit d'un dépôt de pente formé par solifluction pendant la période glaciaire, grâce à l'abondance des débris provenant du délitement des schistes, et ayant partielle-

39. M. Birot (42) a démontré leur origine torrentielle. Voir aussi Nussbaum, 188.

ment comblé la vallée pré-glaciaire; ou bien c'est un dépôt pliocène se reliant aux limons cerdans, et fossilisant une ancienne vallée.

Cette hypothèse est la plus probable, parce que la vallée a l'allure d'une ria comblée : les dépôts ne s'y rencontrent que jusqu'à l'altitude où montent les cailloutis sur le bord du bassin au S. d'Osséja. Les mêmes cailloutis pénètrent en golfes dans presque toutes les vallées qui entaillent l'escarpement du Massif du Puigmal. La faille n'a donc pas rejoué depuis le Pliocène. Dans le bassin de Bellver, le contact du Tertiaire avec le Paléozoïque est de même, suivant M. Astre, « une discordance purement sédimentaire ». C'est dans ce sens qu'O. Mengel écrit dans sa thèse[40] qu'il n'a remarqué sur le pourtour de la Cerdagne aucune trace de faille d'effondrement. Le bassin a été évidé par l'érosion, depuis le Pliocène.

D'après M. Birot, la Cerdagne aurait été excavée sur 250 mètres de profondeur au moins. Pour les matériaux enlevés, pas d'autre issue que la gorge de Montella à Allas, qui conduit au petit bassin de la Seo d'Urgel. Le déblaiement serait, suivant M. Birot, l'œuvre de l'érosion régressive du Sègre, facilitée par l'enfoncement du bassin de Bellver et un mouvement de bascule de la Cerdagne vers le S.-O. Il faut aussi tenir compte des conditions locales de l'érosion et du rôle des glaciers quaternaires qui n'ont pas pénétré en Cerdagne, mais y ont déversé leurs eaux de fonte.

Au pied du Massif du Puigmal, en contre-bas des collines pliocènes ravinées, s'étend un vaste glacis qui se raccorde à la haute terrasse du Sègre (terrasse de Puigcerda)[41]. Il a été découpé par cette dernière et ses affluents qui ont sculpté par érosion latérale, à un niveau plus bas, d'autres terrasses et d'autres glacis, comme celui d'Err (*pl.* V).

L'enfoncement du Sègre et de ses affluents sur le bord septentrional des bassins a eu pour conséquence des épigénies, en particulier dans le bassin de Bellver. En Cerdagne, la butte de

40. O. Mengel, Etude de la séismotectonique des Pyrénées et des Alpes occidentales (1929), *Thèses Université de Strasbourg* et *Publ. Bureau central séismologique international*, sér. B, fasc. 3, 72 p.

41. C'est la terrasse a^{1b} de la carte géologique de Prades. Sur la carte de l'Hospitalet, la terrasse de Puigcerda est notée a^{1g1}. Il ne s'agit nullement d'une moraine, comme le prouve sa topographie, mais d'une terrasse découpée en promontoire de confluence par le Sègre et le Carol (Voir Birot, 42, et Nussbaum, 188).

Llivia, parfois regardée comme un petit horst, a plus vraisemblablement été isolée par un cours d'eau épigénique, le ruisseau d'Estagouge ou peut-être l'Angoust. Mais ce cours d'eau s'enfonçait avec difficulté dans les schistes cristallins, tandis que le Sègre au S. d'Estavar s'approfondissait plus vite. Une capture s'est produite et la vallée qui sépare la butte de la montagne d'Angoustrine est aujourd'hui une vallée morte.

Comparons, pour conclure, l'évolution morphologique des dépressions des Pyrénées méditerranéennes à celle du Piémont du versant septentrional. Dans les premières, les limons et cailloutis pliocènes, dont certains faciès rappellent la formation de Lannemezan, probablement contemporaine, se sont accumulés sur une plus grande épaisseur. C'est la conséquence de l'exiguïté des dépressions ne permettant pas aux dépôts de s'étaler, et de la mobilité du fond, qui continuait à se déprimer.

Depuis le Pliocène supérieur, ces dépôts sont à leur tour érodés. Certains, comme en Conflent, se trouvent relativement à l'abri de l'érosion, une épigénie ayant rejeté la rivière principale hors du bassin, dans des roches dures où elle creuse une gorge. De même, mais pour des raisons différentes, certains plateaux du versant nord, comme celui de Lannemezan, se sont également conservés, par suite du détournement des rivières montagnardes.

L'étagement des glacis d'érosion et des terrasses sculptés dans ces terrains tendres ne renseigne pas, même en Roussillon, sur la position du niveau de base aux différentes époques du creusement. La seule certitude est celle d'un mouvement positif récent (transgression flandrienne). On n'a pu davantage prouver la réalité d'un soulèvement épéirogénique post-pliocène de quelque ampleur. Le rythme du creusement partout semblable quelle que soit l'altitude et quel que soit l'éloignement du niveau de base, ne peut se comprendre que si on tient compte des variations du climat, faisant alterner l'érosion latérale et le creusement vertical. C'est à ces actions surtout que le relief doit son originalité.

CONCLUSION

L'ORIGINALITÉ DU PIÉMONT DES PYRÉNÉES FRANÇAISES

Le moment est venu de comparer le Piémont des Pyrénées françaises à d'autres piémonts, en particulier ceux des chaînes alpines et ceux des chaînes de relief moins jeune, de type « carpatique », au groupe desquelles appartiennent les Pyrénées[1]. Une comparaison région par région risquerait d'être fastidieuse. Elle serait de plus délicate, car toutes les régions de piémont ne sont pas également connues. Nous resterons donc fidèle à la méthode suivie pour l'étude du Piémont pyrénéen. Nous classerons d'abord les reliefs de piémont, puis nous chercherons à faire ressortir, par comparaison, l'originalité du Piémont nord-pyrénéen.

I. — Essai de classification générale des reliefs de Piémont.

Les piémonts ne sont pas des formes simples. Ils diffèrent, dans une mesure plus ou moins large, suivant le type de relief montagneux qu'ils frangent, suivant le régime de l'érosion qui, pour l'essentiel, dépend du climat, suivant, enfin, leur degré d'évolution.

1. Les piémonts des différents types de montagnes. — On s'en tiendra à la distinction classique des massifs d'ancienne consolidation, de type hercynien, et des chaînes alpines, en admettant des types de transition parmi lesquels, précisément, les Pyrénées trouvent place.

Dans les régions d'ancienne consolidation, il arrive qu'en dehors même des massifs anciens, leur couverture, lorsqu'elle est formée d'assises épaisses et résistantes, tourne vers ces massifs des fronts de côte si élevés et si vigoureux qu'on les regarde parfois comme de vraies montagnes. On peut citer, en Europe, les Vosges gréseuses et le Jura souabe. Les reliefs de ce type prennent davantage d'ampleur dans la zone tropicale,

1. E. de Martonne, Traité de Géographie physique, t. II, 6e éd., p. 803-804.

comme l'a montré M. de Martonne[2], par exemple les Tassili du Hoggar.

Dans le cas des Vosges ou de la Forêt Noire, la couverture de grès est solidaire du massif ancien. Mais lorsque le front de côte est suffisamment éloigné du bord du massif, il y a place pour un piémont le long du front de côte, le bord du massif pouvant en être dépourvu. Néanmoins, les piémonts, dans ce cas, restent des constructions modestes. Il semble en effet que l'évacuation progressive des débris soit une des conditions du recul de la côte. Ils ne s'accumulent à son pied que lorsqu'elle ne recule plus et que le profil du front s'adoucit, au moins dans les régions de climat tempéré humide. Dans les régions arides, le front peut garder sa raideur, et être précédé de talus d'éboulis, de cônes d'épandage (*bajadas*) ou de glacis rocheux (*pediments*). Mais ces formes ne résultent pas toutes des conditions actuelles; elles datent en partie d'un passé récent, souvent mal connu.

En revanche, on rencontre habituellement un piémont au pied des escarpements de faille, fréquents dans les zones d'ancienne consolidation, car les roches, dépourvues de souplesse, se cassent en blocs qui jouent les uns par rapport aux autres suivant des plans de friction subverticaux. Un schéma classique montre l'escarpement entaillé par des torrents, découpé en facettes, puis complètement remplacé par un modelé d'érosion, tandis qu'au débouché de chaque vallée se construit un cône de déjection. Fréquemment, l'évolution est plus compliquée. Si le horst continue à se soulever et le fond du fossé à s'affaisser, les alluvions peuvent s'accumuler sur de grandes épaisseurs; les piémonts formés les premiers sont ensevelis sous de nouveaux piémonts construits par dessus. Ainsi, dans le Fossé rhénan, des alluvions analogues aux alluvions actuelles et regardées par certains[3], pour cette raison, comme quaternaires, atteignent par endroits plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. L'affaissement rhénan a eu un autre résultat : il a contribué à détourner le Rhin de son cône pliocène construit entre Jura et Vosges; le fleuve a déversé dans le fossé des alluvions alpines, auxquelles s'est ajouté l'apport accessoire descendu des horsts. Néanmoins, dans

---

2. E. de Martonne, Géographie zonale. La zone tropicale. *Ann. Géogr.* (1946).

3. N. Théobald, Carte de la base des formations alluviales dans le S. du fossé rhénan, *Université de Strasbourg, Mém. Service Carte Géol. Alsace-Lorraine, 9* (1948), 77 p., 9 cartes, 4 coupes, 1 pl. h.-t.

l'ensemble, c'est le creusement qui l'a emporté au Quaternaire, le fossé ayant un émissaire du côté du N., à travers le Massif Schisteux. La plaine a été excavée sur une profondeur d'environ 150 mètres, et des éléments de terrasses, à différents niveaux, témoignent du passage du fleuve et de son enfoncement progressif. Le piémont vosgien, représenté aux environs de Colmar, par les cônes coalescents de la Fecht et de la Weiss, résulte surtout de la surcharge d'alluvions pendant la période glaciaire, surcharge momentanée, interrompant à peine le creusement.

Dans les Limagnes, au S. du Roussillon, au S. de la Cerdagne, les escarpements sont de même partiellement exhumés par l'érosion différentielle : ce sont des escarpements de ligne de faille. Les piémonts qui les frangent sont, de même que dans le Fossé rhénan, de simples glacis superficiels, recouvrant de leurs nappes d'alluvions relativement minces la masse des sédiments remplissant les fossés. Ces piémonts ne sont donc pas « corrélatifs » du soulèvement des horsts. Ils s'expliquent par des épisodes bien plus récents. Comparée au laps de temps nécessaire à l'élaboration du piémont, la durée du soulèvement (ou de l'affaissement) tectonique doit être infiniment longue.

Les grands escarpements de faille se rencontrent le plus souvent, en Europe, dans les massifs anciens voisins des chaînes de plissement tertiaire ou, comme dans les Albères ou le Massif du Puigmal, situés à l'intérieur de la zone plissée. Le bord des chaînes plissées a lui-même parfois été regardé comme marquant le passage d'immenses failles : Magnan se représentait le versant nord-pyrénéen comme limité par des failles longues de plus de 100 kilomètres[4], et les géologues du « Survey of India » ont longtemps expliqué par une faille bordière le brusque contact de l'Himalaya méridional avec la Plaine indo-gangétique. Ces accidents tectoniques présentent cependant, par rapport aux escarpements de faille des massifs anciens, des différences fondamentales.

Les chaînes alpines sont formées, au moins pour partie, de matériel souple, aisément plissé. Sur leur bordure, les plis ont tendance, bien souvent, à se chevaucher, à se coucher vers l'extérieur, comme si la montagne s'écroulait, — certains diraient : s'écoulait — lentement vers la plaine ou plutôt vers la fosse profonde, ou avant-fosse, qui très généralement longe

4. Magnan, 168.

le bord abrupt des chaînes de soulèvement récent. Même au N. des Pyrénées, qui sont parmi les moins récentes de ces chaînes, la dénivellation est de plusieurs milliers de mètres sur une courte distance; dans le S. du Bassin d'Aquitaine, les dépôts oligo-miocènes non plissés ont comblé des dépressions profondes d'un millier de mètres. Dans l'Inde, les déviations de la verticale, le long du bord méridional de l'Himalaya, très différentes de celles que donne le calcul d'après les reliefs visibles, ont été expliquées par l'existence d'une fosse étroite et allongée, profonde de 20 milles[5]. Les géologues trouvent ce chiffre exagéré, mais ils admettent que les dépôts récents (mio-pliocènes) des Siwaliks peuvent atteindre par endroits de 7 à 10.000 mètres d'épaisseur[6].

Des masses aussi importantes de sédiments « pliocènes » emplissent, d'après les géologues américains, les fosses qui se creusent, telle la grande Vallée de Californie, au pied des Chaînes Côtières de l'O. des États-Unis, encore en voie de soulèvement. Les mêmes contrastes de relief se rencontrent entre la fosse d'Iquique et les Andes, dans la région où s'infléchit la Cordillère américaine australe, et surtout dans le Pacifique occidental : fosses des Kermadec-Tonga, de la Sonde, des Philippines, de Tuscarora. Les archipels actuels émergeront peut-être en cordillères continues, et dans leurs avant-fosses marines s'accumuleront, avec d'énormes épaisseurs, les sédiments qui en proviendront.

Ces dépôts « de piémont » peuvent être plissés à leur tour si le soulèvement persiste en gagnant l'avant-pays. Leur souplesse les y dispose. Ils sont incorporés à la montagne, puis exposés à l'érosion, qui en arrache des débris pour la construction d'un nouveau piémont en avant de l'ancien. En bordure des Pyrénées, les dépôts de piémont éo-oligocènes (poudingues de Palassou), corrélatifs du soulèvement de la chaîne et entassés dans son avant-fosse (leur épaisseur peut dépasser 2.000 m.), ont été plissés et parfois chevauchés par les terrains pyrénéens plus

---

5. Burrard (Colonel), The origin of Himalaya, *Surv. of India, Prof. Pap.* (1912), 12. — On the origin of the Indo-gangetic Trough, commonly called the Himalayan Foredeep, *Proc. Roy. Soc.*, A (1915), *91*, 220-238.

6. Oldham (R. D.), *Manual of the Geology of India*, 2e éd. (1893). — On the effect of the gangetic alluvium on the Plumb-line in Northern India, *Proc. Roy. Soc.*, A (1914), *90*, 32-41. — The structure of the Himalaya and of the Gangetic Plains, as elucitated by Geodetic observations in India. *Mem. Geol. Surv. India* (1917), *42*, part 2, 1-153.

anciens. La fosse de Valensole, dans les Alpes françaises du Sud, a connu une évolution analogue. L'afflux des poudingues miocènes, dans une fosse subsidente, s'explique par le soulèvement de la chaîne des Alpes. Les bancs les plus anciens sont les plus déformés, les derniers déposés ne le sont pas ou le sont à peine[7].

Le long de l'Himalaya, les Siwaliks sont des dépôts de piémont plissés en avant-chaîne, où triomphent des formes structurales rappelant le relief jurassien, mais avec une plus grande jeunesse : l'étroitesse et la profondeur des cluses, en particulier, ont peu d'équivalent dans le Jura. On peut y voir, avec certains auteurs, la conséquence d'un soulèvement persistant, sans oublier que l'érosion dépend aussi du climat. En tout cas, le soulèvement, en avant des Siwaliks, semble gagner la plaine elle-même. Dans le N. du Pendjab, entre Jhelum et Chenab en particulier, des bombements émergent des alluvions récentes qu'ils ne dépassent que d'une centaine de pieds. Ce sont des plis en formation, déjà disséqués le long de l'axe anticlinal. D'après de Terra, ils affecteraient le Pléistocène[8].

Teilhard de Chardin a montré qu'en bordure des Tien Shan et d'autres montagnes de l'Asie Centrale, les graviers plissés s'échelonnent du Trias au Pléistocène supérieur, et se montrent d'autant moins gauchis qu'ils sont plus récents. L'endoréisme, suivant M. de Martonne, rend compte de leur accumulation sur de grandes épaisseurs. Les plus anciens de ces dépôts de piémont (permo-triasiques et jurassiques) ont été incorporés à la chaîne; ceux du Pliocène final (Sanmênien), équivalents, au moins pour partie, des Siwaliks, sont seulement plissés en avant-chaîne, tandis que les graviers du Pléistocène supérieur, couverts de loess, sont encore en position normale. La montagne, création continue, se construit incessamment avec ses propres débris[9].

Ainsi, dans les zones de plissement alpin, le destin des dépôts de piémont semble être leur incorporation à la chaîne plissée d'où l'érosion les a arrachés, à moins que celle-ci, s'exerçant

7. J. Goguel, Sur le rôle tectonique des poudingues de Valensole, *C. R. Ac. Sci.* (1933). — Voir : Description tectonique de la bordure des Alpes de la Bléone au Var. *Mém. Carte géol. Fr.*, 1934, 360 p. — J. Chardonnet, Le relief des Alpes du Sud, t. I, Grenoble, 1947, 397 p.

8. H. de Terra, Studies on the ice age in India and associated human cultures. (*Carnegie Inst. of Washington Publ.*, n° 493), Washington, 1939, in-4°, XI + 354 p., fig., pl., cartes.

9. P. Teilhard de Chardin, Les graviers plissés de Chine, *B. S. G. F.* (5), (1932), 2, 527-531, 1 fig., 4 pl. h.-t.

sur le piémont une fois construit, ne le détruise avant qu'il soit atteint par les progrès du plissement. Au bord des chaînes carpatiques, les dépôts de piémont miocènes, parfois même oligocènes, s'ils sont parfois gauchis, sont rarement plissés, sauf dans les régions où interviennent des phénomènes de diapirisme : c'est le cas des Carpates elles-mêmes, des Pyrénées, du Haut-Atlas marocain, du Taurus, peut-être du Caucase, des Rocheuses enfin. Au bord des chaînes alpines proprement dites, le miocène est généralement plissé, et parfois des terrains plus récents le sont aussi (Himalaya, Coast Range). Les glacis d'alluvions non déformés ou peu déformés datent tous, au plus tôt, de l'extrême fin du Tertiaire : ce sont des reliefs sub-actuels ou actuels. Ils n'ont pas de passé géologique. Mais ils ont une histoire morphologique parfois complexe. C'est que, au moins dans ces dépôts meubles, le relief évolue beaucoup plus vite que le sol ne se déforme. Cette évolution est l'œuvre de l'érosion, qui dépend avant tout du climat.

2. **Les piémonts et le climat.** — Nous réserverons, pour la deuxième partie de cette conclusion, la question du rôle morphologique des paléoclimats. L'influence des climats actuels sur la construction des piémonts doit être précisée d'abord. Les climats où prévaut la dissolution chimique des roches sont très défavorables. En pays tropical humide, si la montagne est formée par des roches sensibles à la décomposition chimique, du type granite, les rivières transportent de grandes quantités de matières dissoutes et roulent du sable qu'elles peuvent entraîner même sur de faibles pentes. D'où la rareté des cônes de déjection, signalée par M. de Martonne dans le Brésil tropical atlantique[10]. Aucun piémont ne frange les versants abrupts de la Serra do Mar.

Dans l'île de la Réunion, la montagne tropicale, d'origine volcanique, dresse des parois vertigineuses, presque sans ressaut, couvertes d'une dense végétation et zébrées de cascades. Les eaux tombent presque en chute libre, sans graver de ravins. D'après M. Blache, la dissolution et la désagrégation chimiques font reculer la paroi à peu près aussi vite que les talwegs s'enfoncent : ceux-ci restent donc toujours à fleur de sol[11]. Sans

10. E. de Martonne, Problèmes morphologiques du Brésil tropical atlantique, *A. G.*, *49* (1940), 1-27 et 106-129.

11. J. Blache, L'Ile de la Réunion, Jeunesse et Archaïsmes, *R. G. A.*, 37, (1949), 553-586, 1 fig., 2 pl.

doute faut-il aussi faire ici leur part à la perméabilité des roches volcaniques, aux diaclases qui les parcourent et facilitent le détachement des blocs. Car ce sont d'énormes « galets », à peine roulés, et parfois grands comme des maisons, que les torrents en crue jettent au bas des pentes, entourant l'île d'une ceinture discontinue de dépôts grossiers.

Sous les climats tempérés humides, la plupart des piémonts sont découpés par l'érosion qui travaille à les détruire .Un manteau végétal continu, sauf en haute montagne, protège le sol contre le ruissellement. Là où la désagrégation est active, les précipitations également réparties dans l'année permettent l'évacuation des débris au fur et à mesure qu'ils se forment. Ces derniers ne servent pas à construire des piémonts, mais des plaines côtières qui peuvent se trouver très loin de la montagne. Une partie, sous forme de vase, peut être entraînée au delà du bord de la plate-forme littorale, et se déposer sur les grands fonds. Des cônes de déjection actifs ne se rencontrent guère que dans les vallées intramontagnardes. Ils frangent, en particulier, les versants des auges glaciaires, dont la raideur ne correspond plus aux conditions actuelles de l'érosion. La moraine, laissée par les glaciers quaternaires, est un matériel de choix dont s'emparent les torrents. Dans les montagnes tempérées humides, l'érosion travaille donc à rétablir l'équilibre rompu par un très récent épisode glaciaire. Le phénomène torrentiel n'est guère que la liquidation de ce proche passé. Il se développe au contraire dans les montagnes méditerranéennes, que les glaciers ont à peine marquées.

Il existe, en effet, entre le piémont océanique et le piémont méditerranéen des Alpes, des différences qui ne s'expliquent pas seulement par l'histoire géologique. Le premier est beaucoup plus découpé par l'érosion que le second, dont certaines parties semblent encore en voie de construction, en particulier dans le Frioul. Les chaînes de la Californie sont frangées de piémonts qui répondent à l'image classique, si rarement rencontrée dans les régions humides, des cônes coalescents périodiquement ravagés par des crues qui les exhaussent.

Les climats tempérés à saison sèche, de type méditerranéen, favorisent les accumulations au pied des montagnes d'abord par l'intermittence des précipitations. Pendant une grande partie de l'année, les talwegs sont secs ou parcourus par des filets

d'eau incapables de déplacer les matériaux lourds. Les transports qui, en pays océanique, s'effectuent petit à petit, en particulier par la répétition des crues modérées de saison froide, s'exécutent d'un coup, pendant des paroxysmes d'une rare violence, mais très courts. Ils suivent les grandes averses qui, en moins d'une journée, peuvent faire ruisseler plus d'eau qu'il n'en tombe dans le reste de l'année. Si le débit liquide des cours d'eau méditerranéens en crue peut atteindre des chiffres extraordinaires, le débit solide n'est pas moins élevé, et la charge limite est souvent près d'être atteinte, condition très favorable à la construction de cônes de déjection, lorsque la pente diminue brusquement. Non moins favorable est le contraste climatique, particulièrement accentué dans les mêmes régions entre montagnes et plaines. A cause du rôle joué par le relief dans la formation de la pluie, les montagnes reçoivent des précipitations relativement abondantes, tandis que les plaines sont sèches. Pour les cours d'eau descendus des montagnes, l'entrée en plaine ne signifie pas seulement une diminution de pente, mais une diminution de débit. De toute façon, pour le transport des matériaux, les cours d'eau de plaine sont incapables de relayer les cours d'eau montagnards.

On peut rapprocher des conditions de l'érosion méditerranéenne celles qui accompagnent le climat de mousson, la division de l'année en une saison humide et une saison sèche ayant, dans les deux cas, des conséquences analogues. Le piémont de l'Himalaya est, dans une certaine mesure, le produit du climat de mousson, et il est d'autant plus développé que la saison sèche est plus longue et la sécheresse plus accentuée; les formes les plus typiques se rencontrent, en effet, dans le Pendjab.

On passe ainsi, par transitions, aux climats subdésertiques qui exagèrent les caractères précédents. Les précipitations ne font pas défaut, mais elles sont très irrégulières. Généralement, elles tombent sous forme d'averses violentes (ce sont en tous cas les seules qui comptent pour l'érosion), les *cloudbursts*, dont les auteurs américains ont donné des descriptions saisissantes[12]. La montagne a encore un modelé fluvial, sans doute hérité en partie de périodes plus humides. Les débris sont transportés suivant les talwegs, par les crues (*streamfloods*)

12. Woolley 26.

qui accompagnent les cloudbursts, ou sous forme de laves (*mudflows*), jusqu'au pied de la montagne. A cet endroit, la crue s'étale et se ralentit, formant une nappe d'abord continue, puis se divisant en une série de bras qui ne vont jamais bien loin. Cependant, en suivant ces rigoles, on retrouve sans peine des chenaux qui aboutissent à la mer, mais qui ne sont plus parcourus de bout en bout par l'eau, même après les plus fortes crues[13]. L'Afrique du Nord, l'Amérique du Nord, de part et d'autre de la frontière des États-Unis et du Mexique, sont ainsi des régions semi-endoréiques : les débris sont très difficilement évacués, mais ils sont plus ou moins largement étalés par les crues, ce qui fait toute la différence avec l'ennoyage désertique, caractérisé par l'ensevelissement des reliefs sous leurs propres ruines, sans intervention importante du ruissellement.

Celui-ci n'intervient guère davantage dans les déserts froids, et l'on a souvent comparé la désagrégation mécanique des escarpements, dans les montagnes arctiques, à celle qui a été décrite dans les déserts subtropicaux. Il ne s'y forme pas, à proprement parler, de piémonts. Mais il n'en est pas de même lorsque, aux hautes latitudes, la vigueur du relief se combine avec l'exposition aux vents océaniques. Les chaînes de l'Alaska, dans le prolongement des Coast Ranges, dressent leurs sommets à 5.000 mètres au bord même de la mer. L'abondance des précipitations annuelles est évaluée à 5 mètres. D'autres caractères du climat océanique boréal, la nébulosité, qui réduit l'insolation, la fraîcheur des étés, contribuent à abaisser la limite des neiges persistantes (900 à 1.200 m. dans l'Alaska). Il en résulte un énorme développement de la zone d'alimentation des glaciers, dont les langues sortent de la montagne et s'étalent en lobes de piémont séparés ou coalescents.

Des reliefs originaux, faits de moraines et de glace, s'édifient ainsi au bord de la montagne[14]. Le lobe du glacier Malaspina couvrait, au début du XX^e^ siècle, une surface égale à celle d'un département français, et son altitude, à une dizaine de kilomètres de la côte, atteignait 500 mètres. De l'extérieur vers l'intérieur, le paysage se transforme. Le lobe de piémont se termine par un talus, haut de 400 pieds dans le cas du Malaspina, escaladé par une forêt de sapins et d'aulnes dont la vigueur est en

13. Exemples dans Kirk Bryan, 5, 103-104.
14. Russel, Second expedition to Mount St. Elias, *U. S. Geol. Surv., An. Rep.*, XIII, 1891, 92, 2^d^ part., p. 1-91, pl. 3-21.

rapport avec l'humidité du climat. Le talus gravi, on parvient sur une surface accidentée, avec de gros blocs, des files irrégulières de débris et de profondes dépressions presque circulaires où dorment de petits lacs. La forêt y est encore dense avec des arbres séculaires; Russel et ses compagnons durent se frayer un passage à la hache dans le sous-bois. Pourtant, l'épaisseur de la moraine ne dépasse guère un mètre; au-dessous, c'est déjà la glace. Vers l'intérieur, la moraine s'amincit encore et ne porte plus de végétation; elle ne forme plus qu'un manteau discontinu, déchiré de traînées claires où apparaît la glace. Enfin lui succède une étendue de glace découverte où, pendant les jours d'été, la chaleur est insupportable et la fusion rapide. On y trouve encore des débris qui protègent la glace sous-jacente et retardent l'ablation. Une simple plaque de schiste demeure ainsi perchée sur un piédestal de glace. De longues traînées de débris séparent de même des vallées où les eaux de fonte se rassemblent en torrents, qui taillent des terrasses dans la glace et étalent d'énormes nappes d'alluvions.

Ainsi, on passe progressivement d'une zone externe, bourrelet frontal plutôt que rempart morainique en forme de vallum, à une zone interne, sorte de dépression intérieure (*interior flat*) où la glace, mal protégée par des moraines moins épaisses, fond rapidement, et où se mêlent traînées morainiques et traînées d'alluvions torrentielles.

Ces formes résultent de la fusion sur place de lobes autrefois mieux alimentés. La fusion est parfois interrompue, ou plutôt troublée, par des phases de progression rapide que l'on explique par la suralimentation brusque due aux avalanches déclenchées par les tremblements de terre dans la zone des névés. L'extrémité du lobe peut venir recouvrir des moraines frontales déjà conquises par la végétation. L'alternance verticale de couches non glaciaires (avec débris de végétaux) et de couches glaciaires n'a souvent pas d'autre signification.

Les formes de fusion ont été précédées par des formes de progression, sur lesquelles on est beaucoup moins bien renseigné. Mais les premières sont les plus intéressantes car, aux latitudes moyennes, les piémonts qui furent recouverts par les glaciers quaternaires sont souvent des piémonts de type alaskien où la fusion est parvenue à son terme : on reconnaît, sur la bordure septentrionale des Alpes, les lobes des anciens glaciers du

Rhône, du Rhin, de l'Iller, de l'Isar et de l'Inn. La part des constructions glaciaires est beaucoup plus réduite sur leur bordure méridionale. Elles manquent presque au N. des Pyrénées. Mais même lorsque les glaciers sont restés à l'intérieur de la montagne et n'ont pas participé à l'édification du piémont, ils ont souvent, par l'intermédiaire de leurs eaux de fonte chargées de débris, joué un rôle dans son évolution ultérieure.

3. **Les stades de l'évolution.** — A cause de la diversité des types de montagne et des climats, on ne peut décrire une évolution-type, qui se répéterait pour chaque piémont. Cependant, il est possible de classer les principales formes suivant un ordre tel qu'elles semblent procéder les unes des autres, en allant des moins évoluées aux plus évoluées, le sens de l'évolution étant d'ailleurs irréversible.

a) *Stade des glacis alluviaux.* — Il se caractérise par l'absence de vallées et l'instabilité des lits. Aucun point du piémont n'est à l'abri des crues, qui peuvent encore y déposer des alluvions. Le piémont des Alpes vénitiennes répond à peu près à cette définition, car les rivières n'y sont pas encaissées et, sans l'intervention de l'homme, déplaceraient souvent leur lit. Le glacis, large de 30 à 50 kilomètres, qui s'étend au pied des Carpates, en Munténie, a été balayé par les déplacements latéraux des rivières à une époque assez récente pour que leurs anciens lits soient encore visibles. Les rivières himalayennes répandent des masses de sable dans la plaine du Gange, et se déplacent souvent sur leurs cônes. L'instabilité des affluents de l'Indus est encore plus grande. Leurs anciens lits sont jalonnés, au Pendjab, par des alignements de tertres, restes de villages désertés, auxquels on donne le nom le *theh*. Le Bias et la Ravi sont les plus instables. Une partie des eaux de la Sutledj et de la Djumna, qui se partagent aujourd'hui entre l'Indus et le Gange, ont jadis alimenté la Rivière perdue du désert indien; elles retrouvent, grâce aux canaux d'irrigation, d'anciens tracés encore marqués dans la topographie[15].

Cependant, dans la plupart des régions citées, les oscillations des rivières sur leurs cônes n'ont plus la même ampleur qu'au Quaternaire. Les lits ont tendance à s'encaisser. Dans le N. du Pendjab, la Jhelum et le Chenab traversent leurs cônes en

15. Indications empruntées, pour la plupart, à la *Géogr. Universelle*, IV, 2 et VII, 2.

décrivant de larges méandres, parfois encaissés[16]. Le fait est encore plus net au pied des Alpes lombardes. Le Tessin, l'Adda, l'Oglio, le Mincio, ne sont que les déversoirs de grands lacs subalpins. Les alluvions arrachées aux Alpes se déposent à l'extrémité amont des lacs, sous forme de deltas, comme celui de Locarno, et servent à construire des plaines allongées, gagnées sur la nappe lacustre. Les eaux pures qui sortent à l'aval sont capables d'érosion : le creusement se traduit par de vigoureux méandres encaissés, qui ont été interprétés, à tort, comme une preuve de soulèvement de la bordure des Alpes.

C'est seulement en aval du secteur à méandres encaissés qu'apparaissent les multiples bras divagants, les « faisceaux de rigoles » qui seraient la caractéristique des cours d'eau de piémont. Sur le Tessin, le changement de régime s'opère vers Tornavento. Il serait faux d'en conclure que le Tessin continue à construire sa plaine, car le lit de ses divagations demeure encaissé entre versants et rappelle, par exemple, la Rivière d'Adour, autre cours d'eau divisé, dans une région de piémont, en « faisceau de rigoles »[17]. Mais, par suite de l'érosion de son lit entre la sortie du Lac Majeur et Tornavento, la rivière s'est chargée d'alluvions, et sa puissance nette, disponible pour l'érosion, s'en trouve progressivement réduite. La pente diminue aussi, et même le débit, car la rivière est saignée par les irrigations et perd une partie de ses eaux, qui s'infiltrent dans les alluvions anciennes du piémont. Celles-ci, apportées par des torrents proglaciaires plus puissants que l'actuel Tessin, lui procurent les matériaux grossiers qui complètent jusqu'à la limite sa charge alluviale. Les matériaux que le Tessin déverse aujourd'hui dans le Pô ne proviennent donc pas directement des Alpes. Ils ont été, dans leur quasi totalité, arrachés au piémont et servent à édifier, au bord de l'Adriatique, la plaine de niveau de base et le delta. Ainsi, l'ancien glacis commence à être découpé et se réduit à des plateaux entre des vallées qui se creusent.

b) *Stade des plateaux.* — Les plateaux sont des glacis de piémont qui ont cessé de recevoir des alluvions et que traversent des vallées plus ou moins profondes. La question du passage de l'alluvionnement à l'érosion a été discutée plus haut, à propos

16. DE TERRA, ouvr. cité.
17. Expression diffusée par le Traité de Géographie Physique de M. de Martonne.

du Piémont pyrénéen. Théoriquement, la construction du piémont prend fin quand les profils en long des rivières issues de la montagne sont régularisés, et qu'il n'y a plus de rupture de pente au passage de la montagne à la plaine. A partir de ce moment, les profils s'abaissent lentement, ce qui se traduit par un creusement lent sur le piémont. On a souvent invoqué un soulèvement du piémont, hypothèse qui ne peut être exclue a priori, mais qui doit être complétée pour tenir compte des changements de climat au Quaternaire.

Quelle que soit la cause de l'érosion, celle-ci est souvent retardée par la perméabilité des alluvions du piémont. Les rivières montagnardes, si leurs vallées ne sont pas creusées jusqu'à la base des alluvions, perdent une partie de leur eau, qui réapparaît plus bas sous forme de résurgences. La plaine du Pô a ses lignes de *fontanilli* et le bord de l'Himalaya sa zone marécageuse du *teraï*. Lorsque le climat est assez sec, les rivières n'ont plus d'écoulement aérien à la traversée du piémont (Hautes Plaines des Etats-Unis, Ouest Afghan). Ainsi les surfaces sèches des anciens glacis, transformés en plateaux, peuvent se conserver longtemps.

Les Alpes italiennes sont le plus souvent bordées par des plateaux dont le sol est formé par les dépôts de piémont les plus anciens. Leurs éléments grossiers, profondément altérés, donnent une argile rouge, le *ferreto*, qui ressemble à la formation de Lannemezan. Comme sur le plateau de Lannemezan, ces cailloutis portent des landes à bruyères et de maigres cultures. En Frioul, des cailloutis plus récents, surtout calcaires, forment des étendues sèches et désertes qu'on appelle *magredi* ou *prateria*, et qui rappellent la Crau.

Sur le versant septentrional des Alpes, les plateaux de piémont ont généralement été très remaniés par les glaciers ou leurs eaux de fonte. C'est seulement dans le Bas-Dauphiné que les plateaux de Chambaran et de Bonnevaux conservent dans une certaine mesure la forme des anciens glacis. Témoins bien modestes si on les compare aux Hautes Plaines des Etats-Unis, avec leurs étendues planes à perte de vue, appelées les *Flats*[18] (*fig.* 47 et 48). Leur surface sans eau, sans arbres, couverte, à l'état spontané, par une végétation de steppe (*sod*), s'incline

18. Johnson (Willard D.), The High Plains and their utilisation, *U. S. Geol. Surv., Ann. Report.*, 1899-1900, Part IV, Hydrography, Washington, 1901, p. 609-741, nombreuses fig. et pl.

doucement depuis le bord oriental des Montagnes Rocheuses jusque vers le 100° de longitude. Les dépôts de piémont couvrent une étendue supérieure à deux fois celle de la France. Ils reposent sur un socle incliné vers l'Est, et dans lequel des rivières venues des Rocheuses avaient creusé des vallées peu profondes, aujourd'hui fossilisées. La surface de base est donc une surface d'érosion (*fig.* 47). Les dépôts sont des alluvions fluviatiles, dont les éléments diminuent de grosseur d'Ouest en Est. Johnson assure qu'on peut y suivre les anciens lits des rivières coulant vers l'Est, avec leurs ramifications effluentes, sur des longueurs de plusieurs milles. L'épaisseur des alluvions, là où elles fossilisent les vallées les plus importantes, est de plusieurs centaines de pieds, comparable par conséquent à celle de la formation de Lannemezan au débouché de la vallée

FIG. 47. — *Coupe O.-E. de la partie massive des Hautes Plaines* (*Staked Plains plateau*) d'après W. D. Johnson. Niveau phréatique et lignes de sources (S.). Altitudes en mètres. — En pointillé la surface primitive des Hautes Plaines. — *Erratum :* Au lieu de 1060 (vallée du Pecos), lire 750.

d'Aure. Dans le N., les bancs sont faiblement cimentés par du carbonate de chaux, avec des lits de poudingues ou de grès plus durs (*mortar beds*), formant corniche au flanc des vallées. Le degré de cimentation croît du N. au S. avec l'aridité du climat. Dans le Texas Panhandle, les *mortar beds* forment la plus grande partie de l'épaisseur, d'où l'extension des formes de *mesas* vers le S.

Ce piémont se serait construit pendant une longue période de stabilité du sol et du climat allant du milieu du Tertiaire au Pléistocène. A ce moment un changement de climat, responsable de l'extension des glaciers dans les Rocheuses et des lacs dans le Grand Bassin, aurait été, suivant Johnson, la cause suffisante de l'érosion du piémont. Une grande partie de la haute surface d'accumulation a été détruite au Quaternaire. Il n'en subsiste plus, à peu près vers le milieu du vaste glacis primitif, le long d'une zone irrégulière orientée N.-S., que de larges fragments,

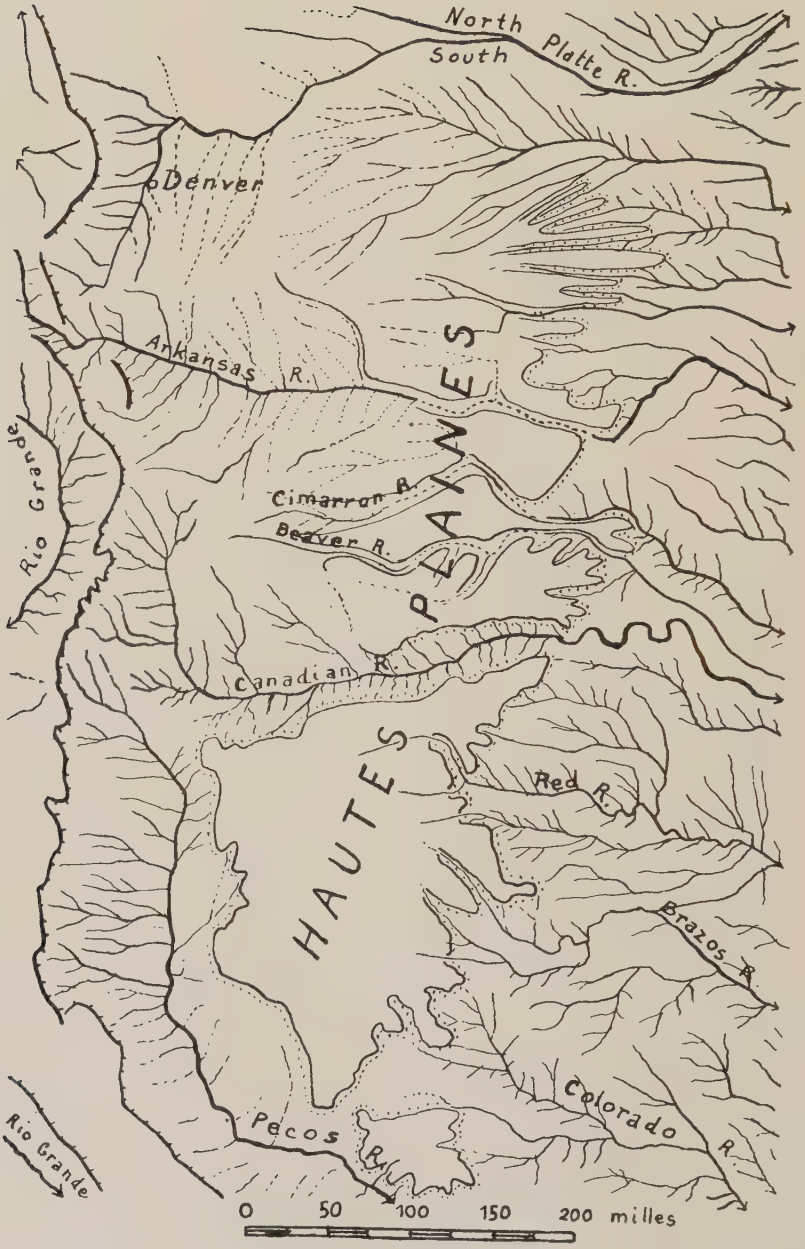
les Hautes Plaines. L'altitude, qui approche 1.400 mètres du côté des Rocheuses, s'explique par l'éloignement du niveau de base océanique (*fig.* 48).

Ces plateaux, dont la superficie atteint encore plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés, sont limités de tous côtés par des talus d'érosion. Ils sont séparés des Rocheuses par de profondes et larges vallées longitudinales. Certaines rivières, par exemple la Canadian River, se sont installées dans la zone de moindre alluvionnement, entre le bord des cônes et la montagne. Elles ont ouvert, dans la tendre formation d'Arikaree, une ample dépression subséquente, faisant reculer le bord interne du piémont à la façon d'un front de côte. La séparation de la montagne et du piémont est presque complète. Seuls les pédoncules de certains cônes restent encore engagés dans les basses vallées montagnardes, tel celui qu'emprunte l'Union Pacific Railroad. Mais ces « ponts » sont si rares que les ingénieurs qui étudiaient le tracé de la voie ont cherché le passage pendant deux ans[19]. C'est l'homologue du pédoncule du Lannemezan, emprunté par la voie ferrée d'Arreau, entre la dépression longitudinale de la Neste-Garonne et le pays creux des Baronnies.

Ces dépressions longitudinales sont un trait constant des piémonts dont l'évolution a atteint au moins le stade des plateaux. On leur a parfois attribué une origine exclusivement tectonique. Les collines du piémont valaque sont, surtout en Olténie, séparées de la montagne par un alignement de dépressions subcarpatiques, qui seraient des synclinaux formés au bord du bloc carpatique après la construction du piémont[20]. Dans l'Inde, les Siwaliks, qui par places sont pressés contre les chaînes externes de l'Himalaya et s'en distinguent mal, en sont ailleurs séparés par des vallées longitudinales en fond de bateau, larges de 20 à 50 milles, appelées les *douns*. On connaît généralement le Dehra doun, entre Gange et Djumna, dont les apports de galets, de graviers et de sable descendus de l'Himalaya ont élevé le fond à mille pieds au-dessus du niveau de la plaine gangétique. Mais il en existe beaucoup d'autres au Koumaon et au Népal. Ils manquent au Pendjab, où l'on sait

19. D'après le Guidebook of the the Western U. S., Part B, The overland route, *U. S. Geol. Surv., Bull.* 612, 1915, 42-43.

20. E. DE MARTONNE, La Valachie, Thèse Lettres Paris, 1902, et Europe centrale, *G. U.*, IV, 2, 1930, 758.


North Platte R.
South
Denver
Arkansas R.
Rio Grande
Cimarron R.
Beaver R.
Canadian R.
HAUTES PLAINES
Red R.
Brazos R.
Colorado R.
Pecos R.
Rio Grande
0 50 100 150 200 milles

que le piémont est plus récent[21]. Le piémont des Siwaliks, avant d'être plissé, formait peut-être un plateau séparé de l'Himalaya par une dépression longitudinale ouverte par l'érosion; les *douns* actuels en seraient, pour partie, les héritiers. La même explication vaudrait pour les dépressions subcarpatiques. Là, les déformations tectoniques ont été beaucoup moindres que dans les Siwaliks, et l'existence d'une série de terrasses étagées prouve que les dépressions ont été, pour l'essentiel, excavées par l'érosion.

Les plateaux sont séparés les uns des autres par des vallées transversales de deux types. Les unes sont creusées par les rivières montagnardes lorsque, au lieu d'emprunter les dépressions longitudinales situées au bord de la montagne, elles suivent la pente du glacis de piémont. La Rivière d'Adour dans le Piémont pyrénéen, la vallée morte de Bièvre-Valloire dans les plateaux bas-dauphinois, les vallées des cinq rivières du Pendjab, les vallées de la Platte, de l'Arkansas et de la Canadian River à travers les Hautes Plaines des Etats-Unis en sont des exemples. Elles peuvent être creusées soit aux dépens de l'ancien cône, qu'elles divisent en plateaux, soit sur l'emplacement des gouttières allongées correspondant à la zone de moindre alluvionnement entre deux cônes, dont la séparation se trouve ainsi précisée.

Lorsque ces dépressions n'ont pas attiré les rivières montagnardes, on y rencontre généralement des cours d'eau nés sur le piémont ou dans les chaînons les plus externes de la mon-

21. Burrard (S. G.) et Hayden (H. H.), A Sketch of the Geography and Geology of the Himalaya Mountains and Tibet (1907-1908), Calcutta, 308 p., 50 pl. — (Revised by Sir Sidney Burrard and A. M. Heron, Delhi, 1933).

Fig. 48. — *Les Hautes Plaines*, d'après W. D. Johnson. La limite des Hautes Plaines est soulignée d'un trait simple, celle des Montagnes Rocheuses, à l'Ouest, d'un trait à barbules. — Séparation complète des Hautes Plaines et de la montagne, par une longue dépression où se relaient les cours supérieurs des rivières South Platte, Canadian et Pecos.

Région massive au S. de la Canadian River, séparant le Texas du Nouveau-Mexique; région plus fractionnée au N., partagée entre les Etats de Colorado, Kansas et Oklahoma. Les rivières Arkansas, Cimarron et Beaver n'ont pas un cours pérenne à la traversée des Hautes Plaines du Nord. L'endoréisme règne sur la plus grande partie de la région massive du Sud.

tagne. Leurs vallées s'insèrent dans les intervalles des rivières issues de la montagne : elles forment un réseau intercalaire qui contribue au fractionnement des plateaux. Aux vallées intercalaires de l'Arros, de l'Echez et de l'Ouzom dans le Piémont pyrénéen, répondent dans les Hautes Plaines celles de la Republican River, de la Smoky Hill Fork, du Cimarron et du Beaver Creek.

Enfin les plateaux sont attaqués sur leur bord extérieur par l'érosion qui remonte des régions plus proches du niveau de base ou plus humides. Les Hautes Plaines se terminent à l'Est sur les Grandes Plaines par un coteau d'érosion sinueux, que font reculer les affluents ou les sous-affluents du Mississipi et du Missouri. Des buttes résiduelles et de pseudo-mesas jalonnent les étapes de ce recul, surtout en Oklahoma, où l'épaisseur des *mortar beds* et la relative aridité du climat retardent le déblaiement. L'évolution est assez comparable à celle d'une côte, mais le recul du front se fait ici en sens inverse du plongement des couches et sous l'action d'un réseau de direction conséquente. Ainsi s'amorce la dissection du piémont, et le passage du stade des plateaux, qui correspond à la période de jeunesse, au stade des serres, où le relief parvient à la maturité.

c) *Stade des serres.* — Le découpage du piémont se fait très progressivement, parce que le réseau hydrographique qui l'opère ne se constitue que petit à petit. C'est d'abord un réseau linéaire, formé par les rivières issues de la montagne, où les précipitations sont relativement abondantes. Ces rivières sont espacées et ne reçoivent pas d'affluents sur le piémont, sauf lorsque des convergences se produisent entre rivières montagnardes (réseau des Gaves, Pendjab). Puis, lorsque l'humidité, sur le piémont ou sur la bordure de la montagne, devient suffisante, des rivières intercalaires apparaissent suivant les lignes de soudure des cônes et le réseau devient plus serré. Si l'humidité augmente encore, les plateaux eux-mêmes peuvent avoir leur réseau autochtone, formant des éventails de rivières suivant la direction des génératrices des cônes. L'humidité permet aussi le bourgeonnement des troncs principaux (rivières issues de la montagne) et des branches maîtresses (rivières intercalaires et autochtones). Par érosion régressive les ramifications se multiplient et s'allongent vers l'amont : il en résulte tout un chevelu d'affluents subparallèles, mais convergents. C'est à tort, bien souvent, qu'on a

interprété ces convergences comme le résultat de captures. Celles-ci peuvent cependant se produire lorsque certaines rivières creusent leur vallée plus vite que leurs voisines. Dans le cas où les rivières montagnardes ont été, au Quaternaire, les émissaires de grands glaciers, ce sont les rivières nivales du réseau intercalaire qui ont été les plus avantagées, et qui ont multiplié les larcins au détriment du réseau autochtone. Ainsi s'est constitué, dans le Piémont pyrénéen, le réseau de l'Arros.

Les plateaux commencent donc par être découpés seulement par les vallées espacées et peu profondes des rivières issues de la montagne. Ces interfluves larges et peu saillants, vraies mésopotamies, portent dans une partie de la Plaine indo-gangétique le nom de *doabs*, le *doab* par excellence étant celui d'entre Gange et Djumna. Les *doabs* sont généralement formés par des alluvions anciennes, sorte de mollasse argilo-sableuse, ou *bângar*. On n'y rencontre pas de galets, même près des montagnes, mais seulement des concrétions calcaires. Ces *doabs* insubmersibles sont rongés par l'érosion latérale des rivières, particulièrement active, d'où la raideur des berges, rappelant celle des coteaux bordant les « rivières » du Piémont pyrénéen. Les fleuves élargissent aux dépens des *doabs* les plaines submersibles d'alluvions récentes, ou *khadar*. Souvent, la migration latérale s'opère toujours dans le même sens. La Djumna, par exemple, vers le confluent de la Bekva, coule au pied d'un coteau escarpé, tandis qu'elle a abandonné, du côté opposé, trois étages de terrasses[22]. Sa vallée est dissymétrique comme celles du réseau garonnais.

Lorsque les vallées s'approfondissent et se multiplient par suite de la ramification des rivières principales, les interfluves deviennent plus hauts et plus étroits que les *doabs*. Ils forment des croupes allongées dont le sommet plat est le seul vestige de l'ancien glacis, et parfois de véritables crêtes, comme dans les pays de *bad lands*. C'est à ces croupes que, dans le Piémont pyrénéen, on donne le nom de *serres*. L'identité de forme avec les reliefs cévenols explique l'identité de nom. Pourtant, ceux-ci sont des promontoires de roches anciennes, hauts de plusieurs centaines de mètres, découpés aux dépens d'une surface d'érosion en partie conservée sur les sommets plats des plus hautes serres. Il faut de toute évidence deux mots pour désigner des reliefs aussi différents. C'est donc à titre provisoire que nous conservons

22. D'après Sion, Asie des Moussons.

le nom de serres aux collines allongées de piémont. *Doab,* qu'on avait proposé[23], désigne en réalité des formes beaucoup moins évoluées. *Riedel* conviendrait mieux et se rangerait aux côtés de horst, graben, inselberg, karst, haff, etc..., dans la collection déjà riche des vocables germaniques adoptés par les morphologues français. Mais il n'a pas, comme ces derniers, conquis droit de cité, et nous n'abandonnerons volontiers *serre* que contre un autre mot du terroir, aussi chargé d'évocation pour des esprits latins[24].

Les serres du Piémont pyrénéen se retrouvent dans les longues digitations ramifiées qui prolongent les plateaux de Bonnevaux et de Chambaran et se terminent au-dessus de la vallée du Rhône entre les abords de Vienne et ceux de Valence. On les rencontre encore, sous le nom de *rîpe,* en Valachie : le piémont de l'Olténie, malgré la faiblesse relative du relief, est un pays très coupé, où prévaut une seule orientation, et où la difficulté des communications transversales n'est pas moindre que dans la Gascogne méridionale, avant la construction des routes modernes : « Passer directement de l'Arges à l'Oltu, de l'Oltu à l'Olteçu, écrit M. de Martonne, est un exploit devant lequel ont reculé les chemins de fer et les routes modernes; la caruça même du paysan ne s'aventure qu'à regret dans les chemins pierreux qui montent et descendent sans cesse pour franchir les petites vallées profondes de 100 à 200 mètres. »

Il faut insister sur l'évolution originale de ces vallées de piémont, que séparent des serres. Un caractère très général est la présence d'un matériel tendre, mollasse ou conglomérat faiblement cimenté, et de gros éléments inclus dans ce matériel, ou étalés par dessus. Les rivières très chargées se déplacent latéralement sans rencontrer beaucoup de résistance. Elles peuvent réaliser, en un temps relativement court, de véritables aplanissements que l'on étudiera avec les formes du stade ultime de l'évolution des piémonts.

Mais, en bien des cas, cette évolution n'est pas purement fluviale. Dans les régions où le climat, à certaines périodes du Quaternaire, a été froid et humide, d'autres influences se sont

---

23. E. de Martonne, Traité.

24. On sait que le mot est probablement antérieur à l'arrivée des Romains. L'étymologie *serra* est en tous cas en désaccord avec la forme de la plupart des reliefs appelés serres. Voir H. Baulig, Sur le sens des mots *serre, serra, sierra, A. G., 38* (1929), 171-173.

exercées. On laissera ici de côté les piémonts que la glace a recouverts, par exemple le piémont des Alpes septentrionales entre Lyon et l'Iller. On y retrouve, plus ou moins estompée, une topographie analogue à celle qui est en train de s'élaborer sous le lobe terminal du glacier Malaspina. Au S. de Lyon et à l'E. de l'Iller, les glaciers alpins n'ont recouvert qu'une partie du piémont. L'évolution des régions restées libres de glace est particulièrement intéressante par les comparaisons qu'elle permet avec celle du piémont des Pyrénées centrales[25] (*fig.* 49).

La solifluction a joué un grand rôle dans le transport des matériaux et l'évolution des versants[26]. Elle est une des causes de la dissymétrie des vallées de piémont. Les vallées dissymétriques du plateau bavarois ont été étudiées par Büdel, et nous avons pu en visiter quelques-uns. Comme dans le Piémont pyrénéen, elles sont orientées du S. au N. et la dissymétrie est de même sens : les versants tournés vers l'Ouest sont des coteaux très raides, généralement longés par la rivière; ceux qui regardent l'Est montent en pente douce. Entre Iller et Lech, la dissymétrie des petites vallées du réseau autochtone est souvent plus accentuée que dans le S. de la Gascogne. En revanche, les vallées fluvio-glaciaires ont un large fond alluvial et sont généralement symétriques. Elles se rapprochent par là des vallées du réseau aturien plutôt que de celles du réseau garonnais. En effet, en Bavière plus encore que dans la région des Gaves, les émissaires des glaciers, très chargés, ont sapé les deux versants de leurs vallées. Leur érosion latérale, dans les deux piémonts, a été l'un des principaux facteurs de l'évolution du relief.

Les pays qui s'étendent entre les moraines de l'Iller et la vallée du Danube d'Ulm à Augsbourg offrent en effet, de ce point de vue, les plus grandes analogies avec le piémont aturien (*fig.* 49). Les éléments fondamentaux du paysage sont des serres ou des éléments de plateaux, découpés en lanières par des vallées dissymétriques, et de larges vallées anastomosées creusées par les émissaires des glaciers. Lorsque, 15 kilomètres au S. de Memmingen, on quitte les drumlins et les derniers

25. Il est à peine besoin de rappeler qu'elle a été étudiée en détail dans l'ouvrage de Penck et Brückner, Die Alpen im Eiszeitalter, Leipzig, 1901-1909, 3 vol., que de nombreuses monographies ont été publiées sur ces régions, et que l'étude d'ensemble des problèmes morphologiques a été reprise, pour le Quaternaire, sous la direction de C. Troll (en particulier dans *Geologische Rundschau*, 1944, et *Erdkunde*, 1948).

26. Büdel, art. cité au chap. IX, p. 279, note 39.

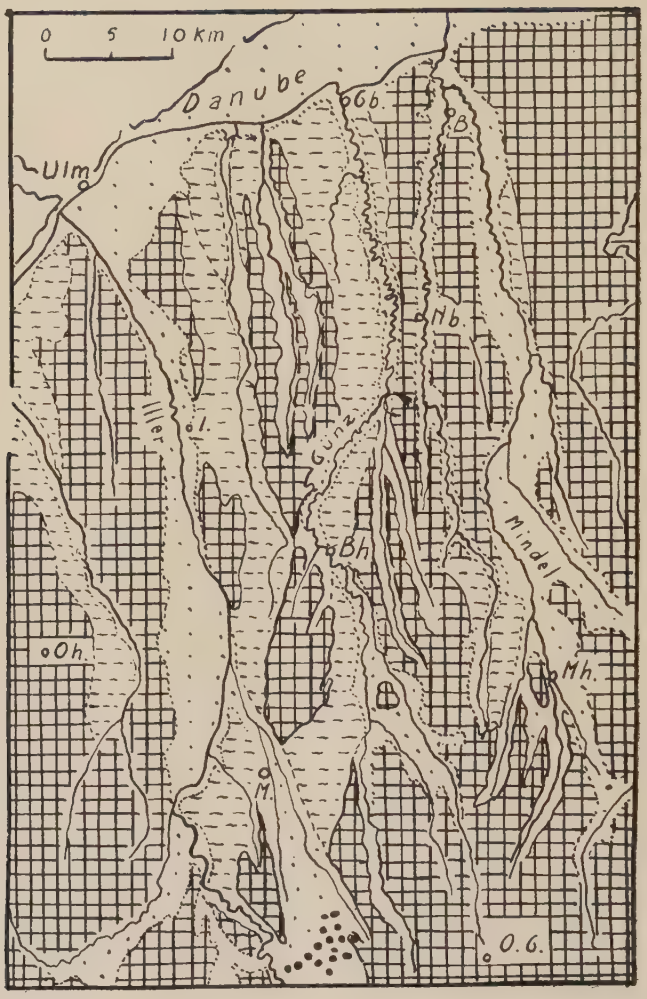


FIG. 49. — *Le plateau bavarois entre Iller et Lech.* Quadrillage : plateaux et serres. — Tireté : haute terrasse (Riss). — Pointillé : (basse terrasse (Würm) et alluvions récentes. — Gros points : moraines frontales würmiennes du glacier de l'Iller.

B, Burgau; — Bh, Babenhausen; — Gb, Günzburg; — I, Illertissen; — La, Laupheim; — M, Memmingen; — Mh, Mindelheim; — Nb, Neuburg; — O. G., Obergünzburg; — Oh, Ochsenhausen.

Tracés successifs de l'Iller en aval des moraines et dans la région de Memmingen. Coalescence d'Illertissen. — Forte dissymétrie des vallées entre Iller et Günz. (D'après la carte d'Allemagne au 1/100.000e et *Geologische Uebersichtkarte von Würtemberg und Baden* (au 1/600.000e), Leipzig, 1920.

bourrelets morainiques du glacier de l'Iller, on pénètre dans une vallée morte large de 4 kilomètres. L'Iller encaisse ses méandres plus à l'Ouest, dans une vallée post-glaciaire, et ne retrouve qu'en aval de Memmingen la vallée suivie par les eaux de fonte du glacier. On pense à la vallée morte de Buzy, et aux méandres encaissés du Gave d'Ossau entre Arudy et Oloron[27].

Entre Memmingen et le Danube courent deux vallées parallèles. Celle de l'Ouest est suivie par l'Iller. La basse terrasse, relativement sèche et couverte de loess, est large de 4 km. 500 au N. de Memmingen, puis se rétrécit progressivement. A partir de Kirchberg-am-Iller, la largeur totale de la vallée ne dépasse guère 3 kilomètres, et se réduit par endroits à deux. Nous avons observé de semblables rétrécissements dans le Piémont pyrénéen. La vallée de l'Est est une vallée morte, plus large que la précédente. Le fond est occupé par les alluvions de la haute terrasse, recouverte de limon argileux. Elle est humide et les prés n'ont pas partout conquis la tourbière; naguère, c'était un *ried* de bout en bout; le mot, avec le signe du marécage, revient souvent sur les anciennes cartes[28]. C'est la réplique exacte de la vallée du Pont-Long. Mais ici, grâce à un draînage plus systématique et surtout à un climat plus frais, le paysan bavarois a installé une économie fondée sur le pré (fond de la vallée) et sur le bois (versants raides, identiques aux coteaux du Ger, qui ne portent que des fourrés épineux et sans valeur).

Il y a plus. La cloison qui sépare les deux vallées n'est pas continue. Elle s'interrompt en son milieu sur une longueur de 4 kilomètres. C'est la coalescence d'Illertissen, réduction de celle de Pau. Comme à Pau, le fond de la vallée morte se termine en terrasse sur la vallée aujourd'hui suivie par la rivière. Cette haute terrasse, au N. d'Illertissen, pénètre dans les vallées de l'Iller exactement comme le niveau du Pont-Long se prolonge dans la vallée du Gave de Pau.

Après le paysage des Gaves, celui de la rivière d'Adour. Lorsqu'on suit la route directe de Memmingen à Munich, on traverse,

---

27. De même le Rhin, en aval de Schaffhouse, a abandonné la vallée du Klettgau, barrée à Enge par les moraines frontales du glacier rhénan, et a creusé vers le S. une vallée nouvelle partiellement surimposée, avec des méandres encaissés (Buchberg) et des chutes (Schaffhouse). Voir la carte suisse au 1/100.000e (*Carte Dufour*) feuilles III et IV. — L'Aar, en aval de Berne, a suivi successivement les vallées de Soleure et de Lyss, aujourd'hui abandonnées par elle.

28. Carte d'Allemagne au 1/100.000e. Feuilles 621 et 635.

entre Mindelheim et Landsberg, un grand nombre de vallées à fond large et plat qui séparent des serres aussi effilées, aussi fractionnées en lignes de buttes, que celles d'entre Adour et Arros. L'une des plus amples de ces vallées, dilatées aux dépens des serres, est celle de la Wertach. Avant Landsberg, on fait connaissance avec le paysage du Feld. C'est la plaine unie comme un billard, en pente forte vers l'aval, à la surface caillouteuse et sèche, entre les rubans humides et verdoyants (*Aue*) qui accompagnent les rivières divisées en « faisceaux de rigoles ». Au N. de Landsberg, la coalescence des plaines de la Wertach et du Lech forme le Lechfeld, qui se termine en pointe au confluent des deux rivières, à Augsbourg. La situation et le site de la ville présentent beaucoup d'analogie avec Tarbes.

Si, de Landsberg, on continue en direction de Munich, on passe au bord de l'Ammersee, vaste lac de plaine qui, avec son voisin le Würmsee et quelques lacs plus petits et partiellement comblés, occupe l'une des dépressions creusées par les langues de glace émise par le glacier de l'Isar. Comme celui du Gave de Pau aux environs de Lourdes, le glacier sortait en effet des Alpes par plusieurs vallées, et formait un piémont polylobé : sa plus grande puissance a permis une évolution plus complète qu'au N. de Lourdes. Tandis que les vallées d'Arcizac, d'Adé, de Pontacq et de Peyrouse, élargies par les eaux de fonte qui les ont empruntées simultanément ou successivement, sont cependant restées séparées par des serres ou des fragments de plateau, les émissaires du glacier de l'Isar ont réalisé une coalescence complète dont le résultat est l'immense Münchner Feld. Penck attribuait la disparition des collines de mollasse, dans cette région, à un affaissement du sol. Est-il téméraire de supposer qu'elle est due surtout à l'érosion latérale des torrents proglaciaires, capables de réaliser une véritable planation[29] ?

d) *Stade de la plaine d'érosion. - Les épigénies.* — Par érosion latérale, les rivières lourdement chargées des piémonts, creusant leurs vallées dans des roches généralement tendres, faites de débris mal consolidés, amenuisent les serres, les fractionnent en buttes elles-mêmes vouées à la destruction. La migration latérale des rivières, dont le Piémont pyrénéen offre des exemples,

29. La plaine de la Valloire, dans le Bas-Dauphiné, large de dix à douze kilomètres, est, dans la partie française du piémont des Alpes, le meilleur exemple d'une vallée à terrasses ouverte par les torrents fluvio-glaciaires, et aujourd'hui désertée par les rivières montagnardes.

en déplaçant leur champ d'action, permet l'arasement complet de vastes secteurs. Le résultat final est une plaine unie, dont la pente longitudinale est celle des profils en long des rivières du piémont. Cette plaine est généralement couverte d'une nappe d'alluvions. Si l'épaisseur de la nappe est assez grande pour que la surface de la plaine ne soit pas parallèle à celle du fond rocheux, on peut parler de plaine alluviale construite. Si la nappe ne dépasse pas quelques mètres d'épaisseur, elle épouse exactement la forme du fond rocheux, nivelé par les déplacements latéraux des rivières : c'est une plaine d'érosion[30].

L'expression a quelquefois été employée pour désigner des surfaces d'érosion arasant des socles d'ancienne consolidation et plus parfaites que des pénéplaines[31]. Cependant, on associe généralement à l'idée de plaine celle de couverture alluviale. Les surfaces d'érosion anciennes en sont souvent dépourvues. On n'est pas plus fondé à les appeler des plaines qu'on ne le serait à ranger, par exemple, le « Piedmont » appalachien dans la catégorie des piémonts. Il vaudrait mieux donner aux aplanissements parfaits des vieux socles un nom rappelant leur origine ou leur situation, peut-être celui d'*altiplanicie,* parfois usité en Espagne, et réserver l'expression de plaine d'érosion aux plaines alluviales résultant du nivellement des roches tendres par l'érosion latérale des cours d'eau.

Il est encore plus facile de distinguer la plaine d'érosion de la pénéplaine définie par Davis. Celle-ci résulte du recoupement des versants, qui ne disparaissent jamais entièrement; en roche dure, elle ne peut s'élaborer qu'au cours d'une très longue phase de stabilité. Dans le cas de la plaine d'érosion, les versants sont entièrement détruits, le sapement direct des rivières étant le principal responsable de cette destruction. Et l'aplanissement est si rapide qu'une phase de stabilité n'est pas nécessaire. Il peut s'en produire plusieurs au cours d'un seul

30. On distingue de même les terrasses taillées dans la roche en place et recouvertes d'une pellicule d'alluvions abandonnées par le cours d'eau pendant une phase de creusement ou de stabilité, et les terrasses bâties pendant une phase d'exhaussement du lit : la surface du remblaiement est alors bien distincte de celle du fond rocheux et peut avoir une forme tout à fait différente. A l'origine de cette distinction fondamentale, on doit citer particulièrement les travaux de Chaput.

31. M. Birot l'a appliquée, en particulier, à certaines parties de la Meseta hispanique qui sont des surfaces unies, sans vallées séniles, sans reliefs résiduels du type monadnock, et ne répondent pas à la définition classique de la pénéplaine.

cycle, comme le prouve l'étagement fréquent de plusieurs plaines d'érosion quaternaires dans les régions de piémont.

En Valachie, M. de Martonne a montré comment les grandes vallées à terrasses du piémont s'élargissent de plus en plus vers la plaine. L'encadrement des hautes collines boisées cesse de fermer l'horizon. « Plus de ces rîpe montrant les sables et les argiles ravinés; des dos de terrain arrondis séparent les vallées secondaires, elles-mêmes plus faciles à franchir. Dans presque toute l'Olténie et même en Munténie à l'O. de l'Arges, il y a une zone de basses collines se fondant peu à peu dans la plaine. »

Nous avons dit comment en Chalosse et dans la région du Bas-Adour, la coalescence des larges vallées autrefois creusées par les Gaves formait des plateaux étendus. Quelques buttes-témoins, comme le Pouy de Montsoué, montrent que cette surface s'est probablement substituée à une plaine plus élevée. A des niveaux plus bas, au contraire, la haute terrasse et la basse terrasse sont parfois assez larges pour être regardées comme des ébauches de plaines d'érosion.

Même étagement de vastes plans couverts de minces nappes d'alluvions sur le versant méridional des Pyrénées. Les plus élevés tronquent des structures ondulées ou plissées, et l'on ne retrouve pas les anciens versants. Ces *llanuras,* écrit M. Birot, « sont d'immenses plates-formes d'érosion, portant une épaisseur de 3 ou 4 mètres de cailloux, développées par abrasion latérale, sans qu'il soit nécessaire de distinguer une phase d'érosion et une phase de remblaiement. Les fleuves de piémont très chargés, divaguant sur une forte pente, sapent leurs versants et alluvionnent en même temps, développant de véritables cônes d'érosion juxtaposés aux terrasses... Des cours d'eau s'abaissant rythmiquement en balayant les dépôts détritiques (de piémont) par larges tranches, voilà comment on peut se représenter l'évolution du réseau de l'Ebre depuis le remblaiement oligo-miocène »[32]). C'est, se déroulant dans un bassin plus vaste, l'évolution de la Cerdagne, du Roussillon, de l'Ampurdan ou du Haouz.

En bordure du Grand Atlas de Marrakech en effet, l'accumulation des débris plus ou moins grossiers arrachés à la montagne a duré jusqu'au Pliocène supérieur. M. Dresch a pu distinguer plusieurs phases; les dépôts les plus récents, non déformés,

32. Birot, **42**, 215 et suiv.

reposent en discordance sur les dépôts plus anciens gauchis ou légèrement plissés. Mais l'évolution récente consiste, comme dans la plupart des piémonts étudiés, dans un enfoncement progressif des cours d'eau qui ont taillé, par érosion latérale, à différents niveaux, des glacis ou des plaines d'érosion dans les roches tendres : dépôts meubles du piémont, allant de l'oligocène au pliocène, ou sédiments beaucoup plus anciens plissés avec l'Atlas (par exemple argiles et grès permo-triasiques)[33]. Cette évolution intéresse les dépressions intérieures, comme la longue combe évidée dans les argiles rouges du Permo-Trias entre Tessaout et Rdat, et la bordure de la montagne.

Entre celle-ci et la plaine du Haouz s'étagent en effet, dans la région de la Tessaout, et entre Rdat et Zat, des glacis rocheux en pente plus forte que les glacis de piémont des régions plus humides. Les glacis récents se sont développés aux dépens de glacis plus élevés, qui ne subsistent le plus souvent qu'à l'état de buttes-témoins à bords abrupts, allongées suivant la pente. Ces glacis sont donc emboîtés comme ceux de la bordure méridionale de la Cerdagne et du Roussillon. Comme eux, ils s'insèrent dans les ravins débouchant de la montagne sous forme de terrasses ou de gradins s'effilant rapidement vers l'amont. Vers l'aval, ils paraissent se confondre avec la plaine alluviale du Haouz ou s'enfoncer sous elle. Les cônes d'épandage récents n'ont qu'une faible épaisseur. Les rivières ont seulement étalé en divaguant leurs débris sur une plaine d'érosion nouvelle, elle-même entaillée par les oueds actuels. Le Haouz apparaît ainsi comme « une plaine d'érosion complexe, évidée dans les formations alluviales tertiaires ».

M. Dresch a comparé à juste titre les glacis rocheux du Grand Atlas (dont il existe des répliques en Afrique du Nord et en Asie occidentale) aux glacis des régions arides de l'Amérique du Nord, baptisés pediments par Mac Gee et décrits sous ce nom

33. Dresch 11. Les schistes cambriens assez tendres des Djebilet sont également nivelés par un vaste glacis : plaine d'érosion, ou *altiplanicie*? D'après M. Dresch, les glacis des Djebilet seraient, en dépit de leurs dimensions exceptionnelles, de leur pente beaucoup plus réduite et de la modestie des reliefs qu'ils entourent, les homologues et les contemporains des glacis du piémont atlasique. L'âge du matériel n'a évidemment pas d'importance pour l'érosion et seule compte sa plus ou moins grande dureté.

par Kirk Bryan. Presque partout les pediments[34] sont entaillés par des ravins : ils ne se sculptent plus, mais sont en voie de destruction. Leur évolution est parallèle à celle des vallées à terrasses des pays humides : un creusement à vitesse variable, scandé par des ralentissements ou des repos, interrompu, dans certains cas, par des remblaiements.

Ainsi, du glacis alluvial de piémont à la plaine d'érosion ou au glacis rocheux, on peut définir un cycle complet d'érosion, mais un cycle dont le déroulement était imprévisible au départ, parce que les différents facteurs de l'évolution, loin d'être donnés une fois pour toutes dès le début, ont varié sans cesse. Certains aspects cependant pouvaient être prévus, en particulier ceux qui résultent des épigénies.

Les régions de piémont sont favorables aux épigénies d'abord parce que les rivières qui les découpent peuvent atteindre le socle des alluvions et y enfoncer un cours complètement inadapté à la structure[35]. De plus, lorsque la chaîne de montagnes est précédée par une dépression étroite, limitée par un massif ancien qui a servi de butoir, ou lorsque le piémont s'est construit dans un fossé tectonique, la rivière qui, généralement, occupe le fond de la dépression, est repoussée de côté à l'opposé du glacis. Telle est la cause, par exemple, de l'extrême dissymétrie de la dépression Saône-Rhône. Et ce n'est point par hasard que l'épigénie de la Saône et les deux épigénies du Rhône dans les granites du Massif Central correspondent à la plus grande extension du piémont bas-dauphinois.

Malgré l'imprévu que ces épigénies mettent dans le paysage, et l'importance de la dissymétrie des plaines pour leur utilisation par l'homme, l'événement est banal. Aussi ne citera-t-on qu'un exemple, à cause des analogies qu'il présente avec l'épigénie de la Têt à Villefranche[36]. Il s'agit de l'épigénie de l'Arkansas à Brown Canyon, au N. de Salida[37]. Les dépôts de piémont venus de la Sawatch Range ont entièrement comblé une dépression longitudinale, autrefois suivie par l'Arkansas, et lui ont

34. On conservera à ce terme son sens originel de glacis rocheux en pente relativement forte, taillé par érosion au pied d'un relief de roche dure. Le mot a, depuis qu'il a été forgé, connu une vogue peut-être exagérée; on semble l'avoir donné à des reliefs d'origine différente, ce qui a été une source de confusions.

35. Pour des exemples, ci-dessus chap. IX et X.

36. Birot, 42.

37. D'après *U. S. Geol. Surv., Bull. 707,* Guidebook of the Western U. S., Part E, The Denver and Rio Grande Western Route, 1922, p. 92.

substitué un glacis aujourd'hui découpé en serres. L'Arkansas s'est installé à l'extrémité du glacis, à l'E. de la dépression fossilisée. En s'enfonçant, il a rencontré le granite. Il y sculpte des méandres encaissés, et des marmites (*potholes*) montrent l'activité de l'érosion. L'un de ces méandres, en s'agrandissant, est même parvenu au contact de la dépression remplie de graviers, et isole complètement une butte de granite.

II. — L'originalité du Piémont des Pyrénéees françaises.

Comment les différents types de relief qui viennent d'être définis s'associent-ils pour composer le Piémont des Pyrénées françaises et quelles conclusions peut-on tirer de leur distribution?

1. La physionomie du Piémont. — Il est maintenant facile d'en dégager les principaux traits.

a) *L'absence de glacis alluviaux actuels.* — Le Piémont a complètement cessé de se construire : partout des vallées profondément burinées ou largement ouvertes. Les débris arrachés aux Pyrénées ne s'arrêtent plus sur le Piémont, et les rivières actuelles roulent jusqu'à l'Océan ou à la Méditerranée, mêlées aux alluvions pyrénéennes, des alluvions enlevées au piémont qu'elles travaillent à détruire.

b) *La rareté des plateaux.* — On exagère souvent l'étendue du Plateau de Lannemezan et des autres petits plateaux sous-pyrénéens, débris de l'ancien glacis. Les surfaces qui méritent le nom de plateau sont très exiguës. Elles n'ont de commun avec les Hautes Plaines des Etats-Unis qu'une origine identique et la monotonie de leur paysage sous un ciel sans bornes, sauf du côté de la montagne dont elles paraissent former le socle. Les plateaux ont été presque complètement découpés en serres.

c) *L'extension des serres.* — Toute la partie centrale du Piémont, la seule qui ait jamais formé un glacis d'un seul tenant, est un pays de serres dissymétriques. Pays coupé, répétant jusqu'à l'obsession les mêmes aspects : coteaux maigres et secs, bien qu'exposés à l'Ouest pluvieux, versants étalés tournés vers l'Est. Ce fut, une fois crevée la carapace caillouteuse de la formation de Lannemezan, qui d'ailleurs s'amincissait rapidement en direction du N., un merveilleux laboratoire pour

l'érosion fluviale en roche tendre, que le climat du Quaternaire amollissait encore. D'où cette extraordinaire dérive de tous les cours d'eau vers l'E., accrochant au passage les dômes et les chaînons prépyrénéens pointant vers la surface. Dérive interrompue trop tôt pour avoir réalisé l'aplanissement de la région, qui en semblait la conséquence inéluctable.

d) *L'importance des surfaces d'aplanissement étagées.* — En dehors du pays des serres, en dehors aussi de la région, extérieure au Piémont, des côtes qui signalent, à l'E. de l'Ariège, l'approche des Corbières et de la Montagne Noire, l'extension des surfaces d'aplanissement étagées demeure le caractère le plus frappant.

Toutes ces surfaces ne sont pas de la même nature ni du même âge. En bordure des Pyrénées basques s'emboîtent deux surfaces d'érosion dépourvues de toute couverture. La plus élevée continue la surface de base de la formation de Lannemezan, dont la régularité augmente à mesure qu'on se rapproche de l'Océan. Ce n'est pourtant pas une surface parfaite, mais une pénéplaine. Elle s'étend sur les roches tendres de la Zone dite cénomanienne, sans mordre sur le versant des Pyrénées, formé de roches beaucoup plus dures. Si l'on pouvait démontrer que les vallées très évasées que l'on croit y reconnaître ne sont pas des vallées séniles, appartenant à la pénéplaine, mais des vallées « infantiles »[38] représentant le premier stade de la dégradation d'une surface d'érosion plus parfaite, on pourrait peut-être regarder ce niveau comme un glacis rocheux analogue à celui des Djebilet, mais moins bien conservé, à cause de l'humidité du climat.

La surface inférieure passe sous les cailloutis des plateaux labourdins dont elle ne peut être séparée. C'est une plaine d'érosion. En Chalosse, se rencontrent aussi des surfaces très étendues, des terrasses sans versants comme les *llanuras* d'outremonts. Ces vastes aplanissements ont été permis par la faible altitude des interfluves, s'abaissant en direction de l'Océan, et d'autant plus faciles à réduire. Mais dès le Tursan, les anciennes vallées, dont la largeur peut se comparer à celle de la Valloire, ont conservé leurs versants. Plus à l'Est encore, on n'a plus

38. Qualificatif appliqué, par certains auteurs, aux vallées très évasées qui apparaissent, localement, sur les surfaces d'érosion, lorsque le drainage s'y organise.

affaire qu'à des terrasses, amples sans doute, mais enfermées dans les principales vallées. C'est là aussi que la construction du Piémont a cessé le plus tôt, et que les vallées sont le plus anciennement gravées, puisque la formation de Lannemezan y pénètre.

Enfin dans les plaines et les bassins des Pyrénées méditerranéennes, sous un climat aux précipitations irrégulières, s'emboîtent des glacis qui rappellent, ou plutôt annoncent, les pédiments. Ainsi, partout, sous diverses formes, c'est depuis longtemps le triomphe de l'érosion. Elle a été puissamment aidée par l'épisode glaciaire.

2. Le rôle des glaciers quaternaires. — Une autre grande originalité du Piémont nord-pyrénéen est d'avoir presque entièrement échappé à l'invasion des glaciers quaternaires, mais d'avoir subi, autant que faire se peut, les conséquences de la glaciation. Il diffère par là aussi bien du Piémont des Alpes du Nord, sur lequel les glaciers se sont avancés, que des piémonts des montagnes trop méridionales ou trop sèches pour avoir porté, au Quaternaire, une lourde charge de neige et de glace.

A vrai dire, cette originalité n'éclate que dans le piémont des Pyrénées centrales, où des glaciers bien alimentés ont atteint le bord du glacis. Les eaux de fonte, en se déversant dans des vallées intercalaires ou autochtones, les ont élargies, comme elles élargissaient, dans le même temps, les vallées préglaciaires des rivières issues de la montagne. Lorsque les glaciers de piémont ont fondu, la plupart de ces chenaux ont été abandonnés, et ceux que les Gaves ont continué à emprunter ne sont pas toujours ceux qu'ils suivaient avant la période glaciaire. Lourdes et, dans une certaine mesure, Arudy, ont été pour les eaux pyrénéennes des plaques tournantes comparables à Schaffhouse ou à Berne.

Ces vicissitudes, sur le Piémont des Alpes suisses comme sur le Piémont pyrénéen, se sont produites au cours de la fusion des glaciers d'une seule glaciation qui, dans les Alpes, serait la glaciation würmienne. Sur la bordure pyrénéenne, nous n'avons su distinguer qu'une seule glaciation avec une phase de progression, une phase de stationnement prolongé, pendant laquelle l'alimentation équilibrait à peu près l'ablation, une phase de retrait. Toutes ces phases ont comporté des oscillations multiples. Les eaux de fonte ont joué un grand rôle non seulement dans la

dernière phase, mais aussi dans la phase de stationnement : le modelé doit au moins autant aux torrents glaciaires qu'à l'action de la glace.

Cette période unique n'est probablement pas l'équivalent du Würm seul, au sens étroit où la plupart des géologues français emploient ce terme, mais correspond aussi à des phases plus anciennes que le Würm des Alpes françaises. Il existe par exemple un certain parallélisme entre les phases de retrait des glaciers pyrénéens et celles du glacier de l'Isère dans la plaine de Bièvre, où les géologues alpins distinguent généralement, en plus des dépôts würmiens, des moraines rissiennes et mindéliennes. Mais ce Mindélien et ce Rissien ne paraissent pas pouvoir être mis en parallèle avec les dépôts éponymes du Piémont bavarois, que nous avons visité. Les dépôts rissiens, mindéliens et günziens de Penck et des auteurs allemands ne se présentent pas comme des vallums terminaux en retrait les uns derrière les autres. Ils forment des terrasses que nous n'avons jamais vu passer, à l'amont, à des vallums morainiques. Ils rappellent beaucoup, en revanche, les nappes caillouteuses auxquelles donnent naissance les glaciers de piémont de l'Alaska. La topographie des vallums et des nappes subordonnées n'apparaît qu'en contre-bas, au fond des vallées. Ils correspondent à une époque où les vastes lobes couvrant le piémont d'une chape de glace avaient en grande partie fondu, et où il n'existait plus que des langues glaciaires individualisées occupant les vallées. Cette époque, c'est la période würmienne de Penck. Elle seule est caractérisée par le complexe fluvio-glaciaire décrit par Penck, Brückner et Du Pasquier en 1894. Les vallums disposés en retrait les uns par rapport aux autres et les nappes subordonnées emboîtées correspondent à des épisodes würmiens. C'est pourquoi Penck, qui n'avait pas vu autre chose dans les Pyrénées, concluait qu'on ne pouvait y affirmer l'existence de plusieurs glaciations.

Si on se tourne vers des montagnes plus méridionales que les Pyrénées, le caractère unique de la glaciation se précise : « Dans le Grand Atlas, écrit M. Dresch, il est difficile de distinguer des phases nivales ou glaciaires. Il semble qu'on assiste à un recul, à une élévation progressive de la zone altitudinale où le modelé a subi l'influence de la glace ou de la neige. On ne voit pas de formes emboîtées ».

Il n'est pas surprenant que plus la glaciation diminue d'importance, plus les différentes phases tendent à se confondre. Mais, même dans ce cas, des phases parallèles restent toujours distinctes dans le modelé purement fluvial, où elles s'expriment par l'étagement des terrasses ou des glacis d'érosion. Phases glaciaires et phases fluviales dépendent donc d'une cause commune, d'ordre climatique.

3. **La part du climat.** — L'évolution morphologique du Piémont des Pyrénées françaises doit encore son originalité à l'influence prépondérante des actions climatiques et paléoclimatiques. Dans le temps où elle s'est déroulée, en effet, les mouvements du sol n'ont joué qu'un rôle très localisé au voisinage des plis diapirs de la région aturienne. Ni les terrasses, ni les plateaux d'alluvions ne semblent déformés. Il en est de même au S. des Pyrénées, où les déformations, signalées par Panzer[39], des hautes terrasses, sont localisées au voisinage des dômes de gypse et n'ont qu'une valeur locale. On ne saurait en conclure que les Pyrénées sont immobiles, que les mouvements du sol, à un certain moment, ont cessé. Thèses mobilistes[40] et immobilistes se concilient parfaitement si on tient compte du caractère relatif du temps. Les déformations tectoniques sont peut-être si lentes que tout se passe comme si l'érosion sculptait une matière figée. Il n'en est pas ainsi dans toutes les régions du globe, en particulier dans les régions volcaniques. Mais c'est le cas le plus fréquent lorsque l'évolution morphologique se déroule entièrement dans les dépôts récents et meubles des piémonts.

Le Piémont des Rocheuses, d'après W. D. Johnson, n'est pas déformé. Au pied de l'Atlas, terrasses et glacis n'ont subi, écrit M. Dresch, aucun gauchissement sensible. D'après de Terra, il est vrai, le Pléistocène serait plissé dans le N. du Pendjab. Mais l'auteur indique le fait en passant, presque incidemment, sans apporter aucune preuve concernant l'âge des couches. Il ne discute pas les travaux classiques de Burrard et Hayden, et d'Oldham, d'après lesquels les dépôts récents ne sont pas gauchis. Les mouvements orogéniques, qui ont plissé l'Himalaya, ont débuté à l'Eocène, peut-être même à la fin du Crétacé. Le

39. W. Panzer. Die Entwicklung der Täler Kataloniens, *Géologie des Pays catalans*, Barcelone, *3*, 3 (1933), *21*.

40. A. Allix. Antécédence et mobilisme structural en morphologie terrestre, *Etudes rhodaniennes*, *20* (1945), 236-44, 1 pl.

soulèvement principal daterait de la fin du Miocène moyen. Les mouvements auraient continué au moins jusqu'à la fin du Pliocène par les plissements et les chevauchements des Siwaliks. On n'a pu, il est vrai, établir de relation chronologique entre le pliocène des Siwaliks et le pliocène européen[41], et il n'est pas impossible qu'une partie des Siwaliks soit Miocène. Burrard et Hayden rangent expressément le Siwalik inférieur (Nahan Stage) dans le Miocène, et placent le Siwalik moyen, à faciès mollassique, à la limite du Miocène et du Pliocène (chronologie asiatique). Il y a plus. Burrard et Hayden ajoutent qu'après le Pliocène, « l'Himalaya paraît avoir atteint un état de tranquillité relative » : le Pléistocène repose en discordance sur le Pliocène plissé, et est horizontal. Ils citent des exemples pris dans la vallée supérieure de la Sutledj. D'après Oldham, les Karewa, dépôts de piémont du Cachemire, sont également horizontaux.

Tous les auteurs répètent que les dépôts des Siwaliks sont plus grossiers au débouché des vallées actuelles. Les principales rivières de l'Himalaya, écrit Oldham, existaient à l'époque où vivait la faune fossile des Siwaliks. Au Mio-Pliocène, l'Himalaya était déjà une chaîne élevée, comparable à celle d'aujourd'hui, avec les principaux traits du draînage actuel[42]. Dans l'abondante « littérature » himalayenne, les preuves ne manquent pas que les linéaments essentiels du relief d'une des plus « jeunes » chaînes du monde existaient dès la fin du Tertiaire.

On a longtemps admis, sous l'influence de Bailey Willis, que les montagnes de l'Asie Centrale devaient leur altitude actuelle à des soulèvements épeirogéniques très récents, peut-être quaternaires, dont l'ampleur pourrait dépasser plusieurs milliers de mètres[43]. Cette influence semble encore prévaloir parmi les géomorphologues de l'U. R. S. S. qui, du Pamir au Caucase, expliquent l'altitude des grandes chaînes par de grandioses surélévations pliocènes et quaternaires. Les arguments qui sont

---

41. Pilgrim (G. E.), The correlation of the Siwaliks with mammal horizons of Europe, *Geol. Surv. India* (1913), *43*, 4, 264-326, 2 pl. — Falconer and Cautley, Fauna antiqua Sivalensis. *Cf.* Palaeontologia Indica, ser. X.

42. Oldham (R. D.), The evolution of Indian geography, *Geogr. Journ.*, 3 (1894), 169-196 (p. 177).

43. E. de Martonne, L'évolution du relief de l'Asie Centrale, d'après des publications récentes, *La Géogr.*, 23 (1911), 39-58, 6 fig. — P. George, U.R.S.S., Haute Asie, Iran, Paris, 1947.

donnés sont presque toujours d'ordre morphologique : conservation de surfaces aplanies à haute altitude, profondeur des vallées actuelles, etc... Les géologues sont plus réservés, parce que, d'une façon générale, les dépôts post-pliocènes ne sont ni gauchis, ni faillés. La théorie des soulèvements épeirogéniques récents paraît sans bases géologiques sérieuses.

Si on admet l'immobilité relative des Pyrénées et de leur piémont pendant la période de creusement des vallées, on ne dispose plus que de l'explication eustatique et de l'explication climatique. La première repose sur le postulat suivant : toute variation du niveau de base peut se répercuter, avec une grande rapidité, sur toute la longueur des talwegs et exercer, par eux, une influence sur l'évolution des versants. Les parties des talwegs situées à l'amont, tant qu'elles ne sont pas atteintes par la vague d'érosion remontant de la dernière position du niveau de base, continuent à évoluer comme si le niveau de base n'avait pas varié. Ce postulat, réaffirmé par M. Baulig à l'occasion du Congrès de Lisbonne[44], serait vrai si l'érosion régressive était seule à s'exercer. Mais l'érosion régressive n'est qu'un des aspects de l'érosion. Celle-ci, en un point donné, combine, dans des proportions sans doute très variables, les effets de l'érosion régressive avec ceux de l'érosion progressive, qui dépend de l'évolution du bassin à l'amont, versants compris. Nous admettons volontiers que dans le bassin supérieur d'une rivière limousine, par exemple, l'éloignement de l'Océan, l'interposition des zones de roches dures, n'aient pas permis aux vagues d'érosion déclenchées par les abaissements saccadés du niveau de base au Quaternaire, de se faire sentir. Les talwegs de ce bassin évoluent donc encore en fonction du niveau de base pliocène. Mais depuis le Pliocène, les actions subaériennes, sous toutes leurs formes, n'ont pas cessé de modeler la surface du bassin : ruissellement, désagrégation chimique et dissolution des roches, glissements rapides et lents (*creep*), peut-être nivation, croissance de tourbières, etc... Le débit solide et liquide des cours d'eau, dans le bassin, n'a pas cessé d'être en rapport avec ces différents phénomènes, qui se rattachent tous à l'action du climat. Si le climat a changé, c'est toute

44. *Problèmes des Terrasses* (Union géog. intern., 6e Rap. de la Commission pour l'étude des terrasses pliocènes et pléistocènes), Louvain, 1948, 110 p., 1 supplément de 16 p.

une histoire morphologique, presque indépendante de la position du niveau de base, qu'exprime la physionomie actuelle du bassin, talwegs compris.

Si l'on se transporte maintenant dans les régions endoréiques, si étendues à la surface du globe, la notion de niveau de base devient d'une application difficile. Pourtant, on constate souvent une tendance actuelle au creusement, avec, le long des oueds, des terrasses étagées comme dans les régions exoréiques. Ici, l'érosion progressive, qui dépend du climat et reflète ses variations, a réalisé ce qu'on attribuait là surtout à l'érosion régressive liée à un niveau de base.

Or, en tous les points du Piémont pyrénéen, quels que soient leur éloignement et leur altitude au-dessus du niveau de base, Cerdagne et Roussillon, réseau garonnais et réseau aturien, le rajeunissement a été à peu près simultané et les phases de creusement semblent se correspondre. De plus, le rajeunissement des Pyrénées a précédé, plutôt que suivi, celui du Piémont. Les vallées de la fin du Tertiaire ne ressemblaient pas aux vallées actuelles : elles étaient plus larges et moins profondes. Il est seulement probable que l'évolution des versants, à cette époque, avait plus d'importance que celle des talwegs. Les débris provenant des Pyrénées s'accumulaient en grande partie sur le Piémont. Au Quaternaire, la situation s'est renversée : les talwegs se sont enfoncés rapidement et ont pris de l'avance sur l'évolution des versants. C'est ce qu'exprime le mot rajeunissement. Dans les Pyrénées, les rivières ont défoncé les reliefs tertiaires, creusant des gorges que les glaciers ont pu ensuite, lorsqu'ils y ont pénétré, élargir. Sur le Piémont, le talus mio-pliocène a été découpé. On ne saurait donc comprendre l'évolution morphologique de ces régions si on ne fait la part du climat.

Vu :

Le Doyen,

D. FAUCHER.

Vu et permis d'imprimer :

Toulouse, le 18 janvier 1950,

Le Recteur,
Président du Conseil de l'Université,

P.-G. DOTTIN.

CARTES, PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

BIBLIOGRAPHIE

1. — CARTES ET PHOTOGRAPHIES AÉRIENNES

1° **Cartes topographiques et géologiques d'ensemble.** — Carte de France au 320.000e, n° 29 (Bayonne) et 30 (Toulouse); partie S. des feuilles n° 25 (Bordeaux) et n° 26 (Rodez) de la même carte.

Carte de France au 200.000e (n° 62 à 64, 69 à 72, 77 et 78) et tirages oro-hydrographiques des mêmes coupures.

Carte géologique au 320.000e : feuilles de Bordeaux (1939) et de Bayonne (1949).

Deux cartes géologiques sur fond de la carte de France au 200.000e, représentant l'une la moitié O., l'autre la moitié E. des Pyrénées françaises et une partie de leur avant-pays sont annexées aux thèses de P. Viennot (planche XII) et de M. Casteras (planche IX).

2° **Cartes topographiques et géologiques détaillées.** — La seule carte topographique complète est la *carte de l'État-Major*, au 80.000e (n° 214 à 218, 226 à 230, 238 à 244, 252 à 258). Nous avons constamment utilisé la reproduction photographique des minutes en courbes, au 40.000e, de la même carte.

Plans directeurs. — Des plans directeurs au 20.000e en noir ont été levés dans les dernières années du XIXe siècle (planimétrie parfois vieillie, mais topographie généralement bonne). A part le plan du Camp de Ger, ils n'intéressent que les extrémités de notre région : 1° les pays de l'Adour maritime, entre le parallèle de Labenne et celui d'Hasparren (coupures XII-43 et 44). Une partie, révisée en 1938, a été publiée en couleurs, suivant la formule de la nouvelle carte au 20.000e (Bayonne, n° 3, 4, 5, 6, 7); 2° la région de Perpignan (date des levés : 1892 - 1903). Les plans de cette région ont servi à dresser les feuilles de Perpignan, Port-Vendres et Cerbère de la nouvelle carte de France au 50.000e.

Carte de France au 20.000e. — Levées à partir de 1941, en général par stéréotopographie aérienne, les feuilles de la nouvelle carte au 20.000e sont en cours de publication. Lorsque celle-ci sera achevée, il sera possible de résoudre bien des problèmes morphologiques que nous avons dû nous contenter de poser.

Les cartes géologiques détaillées, sur fond topographique au 80.000e, sont vieilles de 50 à 80 ans, et de valeur très inégale, surtout pour les terrains récents. Quelques-unes seulement ont été révisées et rééditées : celle de Bayonne en 1935 (médiocre pour les terrains récents), celle d'Orthez en 1944 (très améliorée par rapport à la 1re édition), celle de Narbonne en 1948 (meilleure que la 1re éd., même pour les terrains récents). Beaucoup de cartes sont en cours de révision. Signalons enfin les levés détaillés des services géologiques de la Régie autonome des Pétroles et de la Société Nationale des Pétroles d'Aquitaine, pour la plupart inédits. Le Service géologique de la S. N. P. A. a bien voulu nous communiquer les cartes suivantes :

Carte géologique interprétative de la région O., au 200.000e (juin 1945). Forages et travaux géologiques exécutés en 1947 (au 500.000e).

Carte des levers gravimétriques au 500.000e (Rapport annuel 1947, annexe 4).

État de nos connaissances sur l'extension et la répartition des faciès marins du Crétacé inférieur en Aquitaine, par Y. Gubler (complété au 31 mars 1948). Carte au 500.000e. Coupes au 20.000e.

État de nos connaissances sur l'extension et la répartition des faciès du Crétacé supérieur en Aquitaine, par Y. Gubler.

3° **Carte morphologique.** — La carte de l'Atlas de France (pl. n° 9) avait déjà inspiré une carte morphologique au 500.000e des Prépyrénées ariégeoises et garonnaises et de leur avant-pays (pl. IV de la thèse principale de M. Goron, 1942). Nous avons dressé une carte morphologique au 200.000e, en 4 feuilles, de l'ensemble du Piémont des Pyrénées françaises, d'après les cartes déjà mentionnées et les travaux cités dans la bibliographie. Cette carte doit être considérée comme une simple esquisse. Les régions pyrénéennes, en particulier, ont été schématisées à l'extrême. Elle n'est à aucun degré une carte géologique. Les signes qui représentent les terrasses quaternaires n'ont aucune valeur chronologique et ne se correspondent pas nécessairement d'une vallée à l'autre. Ils ont uniquement pour but de distinguer les principaux niveaux et de faire apparaître les déplacements successifs des cours d'eau, par migration latérale ou détournement. La distinction entre la formation de Lannemezan et les dépôts de piémont plus anciens est provisoire. Une thèse en préparation sur le miocène continental du Bassin d'Aquitaine permettra prochainement, nous l'espérons, une délimitation plus précise.

4° **Photographies aériennes.** — Pour toute la région qui nous intéresse, il existe une couverture photographique aérienne continue, à l'échelle moyenne du 25.000e, exécutée par les soins de l'Institut Géographique National. Ces photographies sont récentes (1942-1948) et se recouvrent de façon à permettre une bonne vision stéréoscopique.

II. — BIBLIOGRAPHIE[1]

A) **Morphologie des Piémonts.**

1. Baulig (H.). Sur les « gradins de Piedmont ». *Journal of Geomorphology*, 2 (1939), 281-304.
2. Blackwelder (É.). Mudflow as a geologic agent in semiarid mountains. *B. Geol. Soc. America, 39* (1928), 465-483.
3. — Origin of the piedmont plains of Great Basin, *ibid., 40* (1929), 168-169.
4. — Desert plains. *J. G., 39* (1931), 133-140.
5. Bryan (Kirk). Erosion and sedimentation in the Papago country, Arizona. *U. S. G. S. Bull., 730* (1922), 19-90.
6. — The formation of Pediments. *16e Congrès Géologique international*, Rapports, vol. 2, Washington (1936), 765-75.
7. Cailleux (A.). Action des écoulements liquides dans la géomorphologie du Sud Oranais. *C. R. Ac. Sc., 229* (1949), 669.
8. Chawner (W. D.). Alluvial Fan Flooding : the Montrose, Cal. Flood of 1934. *G. R., 25* (1935), 255-63, 4 diagr., 2 phot.
9. Davis (W. M.). The geographical cycle in an arid climate. *J. G., 13* (1905), 381-407.
10. — Rock-floors in arid and humid climates. *J. G., 38* (1930), 1-27, 136-158.
11. Dresch (J.). Recherches sur l'évolution du relief dans le Massif Central du Grand Atlas, le Haouz et le Sous. Tours, Arrault, gr. in-8°. xx+708 p. (1941).
12. Eckis (Rollin). Alluvial fans of the Cucamonga District, Southern California. *J. G., 36* (1928), 224-47.
13. Girardin (P.). Études de cônes de déjections. *A. G., 19* (1910), 193-208.
14. Gortani (M.). Materiali per lo studio delle forme di accumulamento. *Mem. G. Suppl. alla Riv. G. Ital., 20* (1912).
15. Götzinger (G.). Beitrage zur Entstehung der Bergrückenformen. *G. Ab, 9* (1907).
16. Gras (Sc.). Études sur les torrents des Alpes. *Annales Mines, 21* (1857), 1-105.
17. Horwitz (L.). Contribution à l'étude des cônes de déjections dans la vallée du Rhône (en amont du Léman). *B. Soc. vaudoise Sc. Nat., 47* (1911), 215-330.
18. Johnson (D. W.). Rock planes of arid regions, *G. R., 22* (1932), 656-65.
19. King (L.). The pediment landform : some current problems. *Geol. Mag. 86* (1949), 245-50.
20. Lawson (A. C.). The epigene profiles of the desert. *California Univ. Dep. Geol. Bull., 9* (1915), 23-48.
21. Mac Gee. Sheet flood erosion. *B. Geol. Soc. America, 8* (1897), 87-112.
22. Mackin (J. H.). Erosional History of the Big Horn Basin Wyoming. *B. Geol. Soc. America, 47* (1937), 815-93.
23. Paige (S.). Rock-cut surfaces in the desert Ranges. *J. G., 20* (1912), 422-50.
24. Rich (J. L.). Origin and evolution of rock fans and pediments. *B. Geol. Soc. America, 46* (1935), 999-1024. — Voir : Gravel as resistant rock. *J. G., 19* (1911), 492-506.

24 *bis.* Sharp (R. P.). Geomorphology of the Ruby-East Humboldt Range, Nevada. *B. Geol. Soc. America, 51* (1940), 337-372.

1. Pour les références et les abréviations, prière de se reporter à l'avertissement, au début du volume.

25. Surrel et Cézanne. Étude sur les torrents des Alpes, 2e éd., Paris, 2 vol. in-8° (1872).
26. Woolley (R. R.). Cloudburst floods in Utah, 1850-1938. *U. S. G. S. Water-Supply P., 994* (1946).

B) **Piémont des Pyrénées françaises.**

27. Alicot (Emm.). L'agriculture de la Plaine de Tarbes. *R. G. P., 2* (1931), 190-221.
28. Alimen (Mlle H.). Le glaciaire des environs de Lourdes. *C. R. Ac. Sc., 224* (1947), 1170-1.
29. — Les formations glaciaires de la feuille de Tarbes. *C. R. Ac. Sc., 227* (1948), 140.
30. Astre (G.). Sur la glaise à grenailles de l'Armagnac. *C. R. S. G. F., 24* (1924), 190-2.
31. — Les relations de la mer helvétienne et de la mollasse de l'Armagnac dans le Lectourois. *B. S. H. N., Toulouse, 53,* (1925), 180-91.
32. — Mammifères des lignites pontiens d'Orignac. *B. S. H. N., Toulouse, 64* (1932), 581-4.
33. — Faune des steppes froides à Spermophile et climats du Pléistocène supérieur aux Pyrénées. *B. S. G. F., 7* (1937), 59-68.
34. — Le gisement initial du Dryopithèque. *B. S. H. N., Toulouse, 79* (1944), 58-66.
35. Awad (H.). La morphologie de la vallée d'Ossau. *A. G., 48* (1939), 449-58.
36. Baqué (Z.). Le département du Gers. Géographie physique. *B. Soc. gersoise Et. Locales, Auch* (1929 à 1931).
37. — La mollasse de l'Armagnac. *Mélanges Faucher,* I, Toulouse, 75-92.
38. Barthès (M.). Le Capcir, étude de géographie physique. *B. Soc. Languedoc. G., 9,* 65-98.
39. Baysselance. La période glaciaire dans la vallée d'Ossau. *Ann. C. A. F.,* 1877, 423.
40. Bergounioux (F.-M.) et Crouzel (F.). Les faciès des sables fauves (Vindobonien supérieur) dans le Bassin d'Aquitaine. *B. S. G. F., 19* (1949), 135-153, 2 fig. Bibl. de 31 nos.
41. Bertrand (L.). Notice sommaire sur le Panneau des Pyrénées françaises, du Sud de l'Aquitaine et de la Montagne Noire. *B. C. G. F.* (1910), 7-100.
42. Birot (P.). Recherches sur la morphologie des Pyrénées Orientales franco-espagnoles. Thèse Lettres, Paris, Baillière, 1937, 318 p.
43. — Sur les dépôts pliocènes du Roussillon. *C. R. S. G. F.* (1948), 71-73.
44. Blaizot (J.). Une coupe méridienne à travers le Miocène de la feuille d'Auch. *Dipl. Ét. sup., Paris* (1937).
45. Blayac (J.). Feuille de Bordeaux au 320.000e. *B. C. G. F., 23* (1914), 136-140.
46. — Les Sables des Landes dans leurs relations avec les terrasses de l'Adour. Contribution à l'étude de leur origine et de leur âge. *C. R. Ac. Sc., 158* (1914), 1937-9.
47. — Contribution à l'étude du sol des Landes de Gascogne. *A. G.,* 25 (1916), 23-46.
48. — Les sables des Landes. Sur l'origine éolienne des sables des Landes de Gascogne. *C. R. S. G. F.* (1916), 85-6, 117-8.
49. Boissevain (H.). Étude géologique et géomorphologique d'une partie de la vallée de la haute Sègre (Pyrénées catalanes). *B. S. H. N., Toulouse, 66* (1934), 33-161.
50. Boucher (H. du). Note sur certains caractères distinctifs des terrains pliocènes et de Diluvium dans la région sub-pyrénéenne occidentale. *B. Soc. Ramond, 14* (1879), 5-11.
51. Boué (Ami). Mémoire géologique sur le Sud-Ouest de la France. *Ann. Sc. Nat., 2, 3, 4* (1823).

52. Boule (M.). Le Plateau de Lannemezan et les alluvions anciennes des hautes vallées de la Garonne et de la Neste. *B. C. G. F., 6* (1895), n° 43, 23 p., 4 pl. h.-t.
53. — La caverne à ossements de Montmaurin (Haute-Garonne). *L'Anthropologie, 13* (1902), 305-19, 9 fig.
54. — Sur les terrains pliocènes et quaternaires du bassin sous-pyrénéen. *B. S. G. F., 4* (1904), 345-7.
55. Bourcart (J.). Stratigraphie des terrains tertiaires et quaternaires du Roussillon. *B. C. G. F., 40* (1939), n° 199, 163-168.
56. — Étude des sédiments pliocènes et quaternaires du Roussillon. *B. C. G. F., 45* (1945), n° 218, 395-476, 4 pl., 18 fig. (1947).
57. Bresson (A.). Feuille d'Orthez. *B. C. G. F.*, 19 (1909), n° 122, 105.
58. — Alluvions des plateaux des environs d'Orthez. *B. C. G. F., 20* (1910), n° 126, 118-9, 1 fig.
59. Buxtorf (R.). Géologie du front septentrional des Pyrénées au nord de Saint-Girons (Ariège). *B. S. H. N., Toulouse, 59* (1930), 19-137, 3 fig., 3 pl. h.-t.
60. Carez (L.). Sur l'origine glaciaire des lacs de Lourdes et de Saint-Pé-d'Ardet. *B. S. G. F., 25* (1897).
61. — Feuille de Tarbes. *B. C. G. F., 9* (1897-8), 104-7.
62. — La géologie des Pyrénées françaises. *Mém. C. G. F.*, 6 vol. (1903-1909).
63. — Feuille de Mauléon. *B. C. G. F., 73* (1910).
64. Casteras (M.). Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées centrales et orientales. *B. C. G. F., 37* (1933), n° 189, 526 p., 64 fig., 9 pl. h.-t. dont 1 carte coul. au 200.000e des Pyrénées centrales et orientales françaises.
65. Chaput (E.). L'origine des terrasses de la Garonne. *B. C. G. F., 24* (1924), 449-61, 4 fig.
66. — Recherches sur l'évolution des terrasses de l'Aquitaine. *B. S. H. N., Toulouse, 56* (1927), 17-100, 5 pl.
67. Crouzel (F.). Sur la présence de hauts cailloutis situés entre le Plan, au S.-E. de Cazères, et Eycheil, au S. de Saint-Girons. *B. S. G. F., 16* (1946), 515-525, 2 fig.
68. — Contribution à l'étude du Miocène continental de la feuille d'Auch et de la moitié N. de celle de Saint-Gaudens au 80.000e. *B. C. G. F., 47* (1948), n° 225, 167-9.
69. Burger (J.-J.) et Cuvillier (J.). Les pointements crétacés de Saint-Lon-les-Mines et de Bélus (Landes). *B. S. G. F., 16* (1946), 323-30, 2 fig.
70. Daguin (F.). Observations sur le pointement de roches paléozoïques du Cap-de-Montpeyroux (Landes). *C. R. S. G. F.* (1935), n° 12, 179-81.
71. — Observations stratigraphiques et tectoniques sur la feuille d'Orthez au 80.000e. *B. C. G. F., 39* (1938), n° 197, 224-8, 1 fig.
72. — Observations géologiques sur la partie N.-E. de la feuille d'Orthez au 80.000e. *B. C. G. F., 40* (1939), n° 199, 169-76.
73. — Les rides et accidents anticlinaux du centre de l'Aquitaine occidentale. *B. C. G. F., 43* (1941), n° 207, 63 p., 24 fig.
74. — Sur la disposition des rides aquitaines dans le Bassin de l'Adour. *C. R. Ac. Sc., 213* (1941), n° 84, 184-6.
75. — Sur une coupe géologique de la Grande Lande dans la région de Morcenx. *C. R. S. G. F.* (1942), 21-3.
76. — Remarques sur la première édition de la feuille de Mont-de-Marsan au 80.000e. *B. C. G. F., 43* (1942), n° 209, 36 p., bibl.
77. — Considérations géologiques sur la partie nord de la feuille de Mont-de-Marsan au 80.000e *B. C. G. F., 44* (1943), n° 212, 241-52.
78. — Révision de la feuille de Mont-de-Marsan au 80.000e *B. C. G. F., 45* (1944), n° 216, 247-54.

79. — L'Aquitaine occidentale (vol. V de la Géologie régionale de la France, publiée sous la direction de A.-F. de Lapparent, Paris, Hermann, 1948,
80. Debette (Ph.). Notice sur les mines de la Bigorre. *Ann. Mines, 4* (1853), 91-128, 1 pl.
81. Delbos (J.). Essai d'une description géologique du bassin de l'Adour (*Th. Sc., Paris*), Bordeaux (1854), 162 p., 2 pl. h.-t. coul. (carte et coupes).
82. Delebecque (A.). Sur les lacs du littoral landais et des environs de Bayonne. *C. R. Ac. Sc., 122* (1896), 49-51.
83. Deler (Y.). Esquisse morphologique de la côte basque, entre l'embouchure de l'Adour et celle de la Bidassoa. *R. G. P., 3* (1932), 18-63, 12 fig., 1 carte h.-t., 4 pl.
84. Denizot (G.). Feuille de Toulouse au 320.000e. *B. C. G. F., 24* à *29*, n° 140 à 158 (1920-1924).
85. — Terrasses alluviales du bassin de la Garonne en amont de Toulouse. *Comité Trav. hist. et sc., B. Sect. Géogr., 37* (1922), 17-53.
86. — Quaternaire de la feuille de Saint-Gaudens au 80.000e et compléments sur la feuille de Toulouse au 320.000e. *B. C. G. F., 45* (1944), n° 216, 305-13, 1 fig.
87 — Les relations fluvio-glaciaires en bordure des Pyrénées centrales. *C. R. S. G. F.* (1948), 216-7.
88. Depéret (Ch.). Description géologique du bassin tertiaire du Roussillon (*Th. Sc., Paris*), Paris (1885), 274 p., 1 carte géol. au 320.000e, 5 pl. h.-t.
89. Depéret (Ch.) et Rérolle (L.). Note sur la géologie et sur les Mammifères fossiles du bassin lacustre miocène supérieur de la Cerdagne. *B. S. G. F., 13* (1885), 488-506, 2 pl. h.-t.
90. — Sur les terrains miocènes de l'Armagnac et sur le niveau des faunes de Simorre et de Sansan. *C. R. S. G. F., 21* (1893), cxix.
91. — Feuille de Prades au 80.000e. Terrains tertiaires et quaternaires. *B. C. G. F.*, 22 (1912), n° 133, 150-3.
92. — Sur l'âge de la faune de Sansan. *C. R. S. G. F., 17* (1917), 73-5.
93. — Les glaciations des vallées pyrénéennes françaises et leurs relations avec les terrasses fluviales. *C. R. Ac. Sc., 176* (1923), 1519-24.
94. Dollfus (G.-F.). Étude sur la mollasse de l'Armagnac. *B. S. G. F., 15* (1915), 335-402, 7 fig., 2 pl.
95. — Le pays de Dax et le bassin de l'Adour. *A. G. F.* (1927), n° 16, 44-46, 2 fig.
96. Douvillé (H.). Le terrain nummulitique du Bassin de l'Adour. *B. S. G. F.*, 5 (1905), 9-55, 3 fig. dont 1 carte au 500.000e.
97. — Étude d'ensemble du bassin aquitanien. *C. R. S. G. F.* (1906), 8-10.
98. — Les mouvements pyrénéens. *B. S. G. F., 6* (1906), 50-55.
99. — L'avant-pays à l'Ouest de la chaîne des Pyrénées. *C. R. Ac. Sc., 164* (1917), 767-70.
100. — A propos du poudingue de Palassou. *C. R. S. G. F.* (1924), n° 15, 160-2.
101. — Douvillé et O'Gorman (G.). Le Miocène du Béarn et ses lignites. *B. S. G. F.*, 25 (1925), 831-7.
102. Dreyfuss (M.). Note sur les boulbènes et la dissymétrie des vallées gasconnes. Mise au point sur l'étude géologique des projets d'irrigation des coteaux de Gascogne [1941]. (Notes dactylographiées accompagnées de 6 cartes structurales au 500.000e.)
103. — Observations sur les terrains tertiaires de la partie ouest de la feuille de Saint-Gaudens au 80.000e. *B. C. G. F., 43* (1942), n° 211.
104. — Essai sur la dissymétrie des vallées gasconnes. *R. G. P., 14* (1943), 34-47. — Voir : Note sur les boulbènes et la dissymétrie des vallées gasconnes. *Ministère de l'Agriculture. Bull. technique d'information des Ingénieurs des Services agricoles*, 23-24 (nov.-déc. 1947), 113-118.

105. — Sur des mouvements antéburdigaliens autour du pointement crétacé de Cézan-Lavardens (Gers). *C. R. S. G. F., 13* (1943), n° 10, 113-5.
106. — Observations géologiques au voisinage du pointement crétacé de Cézan-Lavardens. *B. S. H. N., Toulouse, 78* (1943), 233-42, 1 carte.
107. Dubalen (P.-E.). Rapport géologique sur les environs de Dax, 8 p., 1 pl. Mont-de-Marsan (1910).
108. — Aperçu géologique sur la région du Sable des Landes. *B. Soc. Borda,* Dax, *36* (1911) 141-57.
109. Duponchel (A.). Théorie des alluvions artificielles. Fertilisation des Landes et réservoir d'aménagement des eaux de crue dans la région des Pyrénées. Paris, Hachette (1882), in-8° 332 p., 3 pl. h.-t.
110. Dupouy-Camet (J.) et Schoeffler (J.). Age du diapirisme dans les accidents triasiques du département des Landes. *C. R. S. G. F.* (1947), n° 3, 49-51.

111. Fabre (L.-A.). Sur le déplacement vers l'Est des cours d'eau qui rayonnent du Plateau de Lannemezan. *C. R. Ac. Sc., 127* (1898), 203-6, 1 fig.
112. — Les Landes de Lannemezan. *Rev. Eaux et Forêts,* 38 (1899), 17-33.
113. — L'ensablement du littoral gascon et les érosions pyrénéennes. *C. R. Ac. Sc., 131* (1900), 286-8. — V. *B. Soc. Ramond,* 320-2.
114. — Les plateaux des Hautes-Pyrénées et les dunes de Gascogne. *8e Congrès géol. int.,* Paris, 1900, fasc. 2 (1901), 785-98.
114 *bis*. — L'Adour et le Plateau landais. Contribution à l'étude des torrents sous-pyrénéens. *C. R. Congrès Soc. Savantes,* Paris, 1901. — V. *B. géog. hist. et descr., 18,* n° 2, 111, et *B. Soc. Ramond,* 1902, 11-22, 2 fig.
115. — L'érosion pyrénéenne et les alluvions de la Garonne. *A. G., 11* (1902), 24-42, 3 pl.
116. — La dissymétrie des vallées et la loi dite de Baër, particulièrement en Gascogne. *La Géographie, 8* (1903), 291-316.
117. — Sur le glaciaire de la Garonne. *C. R. Ac. Sc.* (28 déc. 1903). — V. *B. Soc. Ramond* (1903), 237-8, et *B. Soc. géogr., Toulouse,* 23 (1904), 135-9.
118. — Le sol de la Gascogne. *La Géographie, 11* (1905), 257-84, 343-58, 413-34, 6 fig., 1 pl. h.-t.
119. Fabre (A.). Observations sur les terrains tertiaires du Bas-Adour. *B. S. G. F., 14* (1944), 173-7.
120. Faucher (D.). Note sur le glaciaire du bassin de Bedous (Vallée d'Aspe). *B. S. H. N., Toulouse, 58* (1929), 105-8.
121. — La largeur des vallées du Lauragais et du Toulousain. Notes de morphologie. *R. G. P., 1* (1930), 215-21, 4 fig.
122. — Note sur la dissymétrie des vallées de l'Armagnac. *B. S. H. N., Toulouse, 61* (1931), 262-8.
123. — Le glacier de l'Ariège dans la basse vallée montagnarde. *Mélanges offerts à R. Blanchard, Grenoble* (1932), 183-99. — V. *R. G. P., 8* (1937), 335-49, 1 fig., 2 pl. phot.
124. — Glaciaire pyrénéen et vallées sous-pyrénéennes. *Mélanges offerts à E.-F. Gautier, Tours* (1937), 213-22.
125. — Les Pyrénées. Aperçu géographique. *Guides Bleus, Pyrénées,* Paris (1943), XV-XXXII.
126. Flamichon. Théorie de la terre déduite de l'organisation des Pyrénées. Pau, 1816.

127. Gaussen (H.). La végétation de la moitié orientale des Pyrénées. Sol. Climat. Végétation. *Th. Sc., Paris,* Paris, Lechevalier (1926).
128. George (P.). Études morphologiques sur la basse vallée de l'Aude. *A. G. F.* (1942), *148,* 99-111.
129. Gorceix (Ch). Notes sur la géologie des environs de Bayonne. *B. S. G. F., 20* (1892), 337-44, 1 pl.

130. Goron (L.). Un type de vallée pré-pyrénéenne. La Barguillère. *R. G. P.*, *2* (1931), 59-94, 3 fig., 2 pl. phot.
131. — Les unités topographiques du pays ariégeois. Le rôle des cycles d'érosion tertiaires et des glaciations quaternaires dans leur morphologie. *R. G. P.*, *8* (1937), 300-334, 1 fig., 2 pl. phot.
132. — Le rôle des glaciations quaternaires dans le modelé des vallées maîtresses des Prépyrénées ariégeoises et garonnaises et de leur avant-pays. *Th. Lettres, Toulouse,* Toulouse, Privat (1941), 460 p., 56 fig., 15 pl. phot., 6 pl. cartes et profils h.-t.
133. — Les Prépyrénées ariégeoises et garonnaises, *id., ibid.* (1942), XIX+884 p., 88 fig., 30 pl. phot. et 7 pl. cartes et profils h.-t.
134. Goty (S. de). La terrasse de Saint-Gaudens et la plaine de Rivière. Contribution à l'étude de la région sous-pyrénéenne de la Haute-Garonne. *R. de Comminges* (1903), 65-76.
135. Gygax (F.). Die Ablenkung der Flüsse im Pyrenäenvorland. *Actes Soc. helvétique Sc. Nat.*, 117e session, Aarau (1936), 383-6.

136. Harlé (Ed.). Découverte d'ossements d'Hyènes rayées dans la grotte de Montsaunès (Haute-Garonne). *B. S. G. F.*, *22* (1894), 234-41, 1 fig.
137. — Gisements d'origine des cailloux de l'Adour. *C. R. S. G. F.*, *23* (1895), CXCIV.
138. — Observations sur les alluvions de la Garonne dans la région de Toulouse. *B. S. G. F.*, *23* (1895), 409-503.
139. — Un gisement de mammifères du Miocène supérieur à Montréjeau (Haute-Garonne). *B. S. G. F.*, *25* (1897), 901-5, 1 fig.
140. — Notes sur la Garonne. *B. S. H. N., Toulouse,* *32* (1898), 149-98.
141. — Age de la plaine de la Garonne en amont et en aval de Toulouse, *B. S. G. F.*, *26* (1898), 413-18.
142. — Porc-épic quaternaire à Montsaunès (Haute-Garonne). *B. S. G. F.*, *26* (1898), 532-4, 1 fig.
143. — Restes *d'Elephas primigenius* sous le Sable des Landes. *B. S. G. F.*, *10* (1910), 163-5.
144. — Etudes sur les Landes de Gascogne : 1. La soi-disant pénéplaine landaise de Gascogne; 2. Ancien lit de l'Adour à son débouché dans la mer. *B. S. G. F.*, *12* (1912), 414-8.
145. — Les dunes continentales des Landes de Gascogne. *C. R. Ac. Sc.* (6 nov. 1916).

146. Jacquot (E.). Description géologique, minéralogique, agronomique du département du Gers. 2 vol. Paris, Impr. nat. (1870-1873), 1 carte géol. et agron. au 120.000e (1869).
147. Jacquot (E.) et Raulin (V.). Statistique géologique et agronomique du département des Landes. 3 vol. in-8°, 674 p., 1 pl. h.-t. (1re et 2e parties, Mont-de-Marsan, 1874 et 1888; 3e partie, par Raulin, Verdun, 1897).
148. Jeanbernat. Recherches sur la période glaciaire dans les vallées de la Garonne et de la Pique. *B. S. H. N., Toulouse,* *4* (1870), 112-4.

149. Kendall (H.-M.). The central pyrenean piedmont of France. *Pap. of the Michigan Acad. of Sc. Arts and Letters,* *2°*, Ann. Arbor, (1935), 377-414, 12 cartes, 5 pl. h.-t.

150. Lacoin (M.). Études sur la formation du sol de la Gascogne et la restauration de la forêt landaise. Le talus pyrénéen ancien. Son remaniement par la période fluvio-glaciaire et par l'abaissement du niveau de l'Océan. In-4° couronne. Bordeaux, 1948, 64 p., 1 carte h.-t.
151. Lamotte (M.) et Michel (P.). Contribution à l'étude du Miocène de la feuille de Saint-Gaudens. *B. S. G. F.* (à paraître).
152. Lapparent (A.-F. de). Révision de la feuille de Carcassonne au 80.000e. *B. S. G. F.*, *45* (1944), n° 216, 315-8.

153. — La Montagne d'Alaric (Aude) et ses entours. *B. C. G. F., 47* (1948), n° 224 (1949), 32 p., 1 carte h.-t.
154. Lasserre (P.). La morphologie glaciaire du bassin de Lourdes. *R. G. P., 1* (1930), 285-305, 3 fig. dont 1 carte h.-t., 1 pl. phot.
155. Lefebvre (Th.). Le relief du versant septentrional des Pyrénées basques, entre les méridiens de Saint-Jean-Pied-de-Port et de Tolosa. *A. G., 35* (1926), 245-58, 3 fig., 309-21, 3 fig.
156. — Les modes de vie dans les Pyrénées atlantiques orientales. *Th. Lettres, Paris,* Paris (1933), 778 p.
157. Lévêque (F.). Bordeaux et l'estuaire girondin. Bordeaux (1936), 168 p.
158. Leymerie (A.). Le phénomène diluvien dans la vallée de la Garonne. *B. S. G. F., 12* (1855), 1299-1303, 1 pl.
159. — Mémoire sur le terrain diluvien de la vallée de l'Adour et sur les gîtes ossifères des environs de Bagnères-de-Bigorre. *B. Soc. Académiques des Hautes-Pyrénées,* Tarbes (1858), 1-39, 1 pl.
160. — Fragments d'une lettre de — sur un principe de géologie relatif aux effets du mouvement primitif des grands courants d'eau aux époques antérieures à la nôtre. *C. R. Ac. Sc, 49* (1859), 795-6.
161. — Mémoire sur le terrain tertiaire post-pyrénéen du département des Hautes-Pyrénées, considéré principalement dans la vallée de l'Adour. *Actes Soc. Linnéenne, Bordeaux, 24* (1861), 1-26.
162. — Esquisse géognostique de la vallée de l'Ariège. *B. S. G. F., 20* (1863), 245-91, 1 pl.
163. — Étude sur l'étage supérieur du Bassin sous-pyrénéen et sur la nature des roches qui lui servent de fond. *Mém. Acad. Sc., Toulouse, 6* (1868), 198-220, 1 pl.
164. — Résumé d'une explication de la carte géologique de la Haute-Garonne. *Mém. Acad. Sc., Toulouse, 5* (1873), 239-59.
165. — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. In-8°. Toulouse, Privat, (1878), 832 p., 1 atlas. L'édition posthume (1010 p.), publiée en 1881, par les soins de Lartet, contient en plus une note sur les terrains post-pyrénéens.
166. Magnan (H.). Sur la période glaciaire dans les vallées de la Garonne et de la Pique. *B. S. H. N., Toulouse, 4* (1870), 112-5.
167. — Coupes dans la partie centrale des Pyrénées françaises. *B. S. H. N., Toulouse, 7* (1872), 27-79.
168. — Matériaux pour une étude stratigraphique des Pyrénées et des Corbières. *Mém. S. G. F., 10* (1874), 112 p., 4 pl.
169. Marchand (E.) et Fabre (L.-A.). Les érosions torrentielles et subaériennes sur les plateaux des Hautes-Pyrénées. *C. R. Congrès Soc. Sav., Toulouse,* 1899, Paris (1900), 182-220, 3 fig., 3 pl. h.-t. — V. *B. Soc. Ramond* (1900), 124-39.
170. Martins (Ch.) et Collomb (Ed.). Essai sur l'ancien glacier de la vallée d'Argelès (H.-P.). *B. S. G. F., 25* (1868), 141-66, 1 pl. h.-t.
171. — Sur les causes de l'absence de grands lacs au pied des Pyrénées. *B. Soc. Ramond* (1871), 48-50.
172. Maury (E.). Feuille d'Orthez. *B. C. G. F., 15* à *20* (1904 à 1910). Comptes rendus des collaborateurs.
173. Mengaud (L.). Contribution à l'étude du glaciaire et des terrasses de l'Ariège et du Salat. *B. S. H. N., Toulouse, 43* (1910), 19-41, 6 fig. — V. *Documents sur Toulouse et sa région,* Toulouse, Privat (1910), t. 2, 76-102.
174. — Glaciaire et terrasses de l'Ariège, du Touyre et du Lasset. *B. C. G. F., 21* (1912), n° 132, 114-9.
175. — Sur quelques sondages profonds dans le Bassin de l'Aquitaine. *B. S. H. N., Toulouse, 54* (1926), 122-42.
176. — Note complémentaire sur les sondages de l'Aquitaine. *B. S. H. N., Toulouse, 56* (1927), 411-9.
177. — Sondages profonds dans le département du Gers. *L'Armagnac agricole et viticole,* Vic-Fezensac (Gers), *21* (1939), 189-200.

178. — Notes hydrogéologiques sur la région centrale et orientale de l'Aquitaine. *B. C. G. F., 42,* n° 203, 125-9.
179. Mengaud (P.). Etude sur les boulbènes du pays toulousain. (Mém. p. l'obtention du diplôme d'ingénieur de l'Institut agricole de Toulouse.) Toulouse (1924), 90 p., 5 pl. h.-t.
180. Mengel (O.). Oscillations des lignes de rivage pliocènes du Roussillon. *C. R. Ac. Sc., 158* (1914), 144-6.
181. — Deux anciennes lignes de rivage du Roussillon; leurs relations avec deux périodes glaciaires. *C. R. Ac. Sc., 170* (1920), 663-6.
182. — Sur la limite inférieure du quaternaire dans les Pyrénées-Orientales. *C. R. Ac. Sc., 191* (1930), 1015-7.
183. — Aperçu sur la région des Aspres comprise entre les vallées de la Têt et du Tech. *L'Indépendant des Pyrénées-Orientales,* 22 et 24 oct. 1932.
184. — Agrogéologie du département des Pyrénées-Orientales. Perpignan (1934), in-8°, 104 p., 23 fig., 1 pl. h.-t. (écrit en 1932).
185. Mestre (L.). Stratigraphie de la vallée de la Baïse. *B. S. H. N., Toulouse, 67* (1935), 367-94.
186. Migaux (L.). — Les travaux de géophysique en Aquitaine. *Congrès de l'A. F. A. S.,* Biarritz (1947). Non publié.

187. Noulet (J.-B.) Note sur les dépôts pléistocènes des vallées sous-pyrénéennes et sur les fossiles qui en ont été retirés. *Mém. Ac. Sc. Toulouse, 4* (1854), 125.
188. Nussbaum (F.). Orographische und morphologische Untersuchungen in den östlichen Pyrenäen. Separat-Abdruck aus dem Jahresbericht, Band XXXV und XXXVI der geographischen Gesellschaft von Bern. Bern (1946), IV+247 p., 94 fig., 4 pl. h.-t. (Synthèse de nombreux travaux antérieurs.)

189. Obermaier (H.). Beitrage zur Kenntniss des Quartärs in den Pyrenäen. *Archiv für Anthropologie,* Braunschweig (1906), *4,* 299-310, et *5,* 244-62, 11 fig., 1 pl.

190. Palassou. Mémoires pour servir à l'histoire naturelle des Pyrénées et des pays adjacents. Pau (1815), in-8°, 485 p.
191. — Suite des Mémoires pour servir..., *ibid.,* (1819).
192. — Supplément aux Mémoires pour servir..., *ibid.,* (1821), in-8°, 205 p.
193. Pannekoek (J.). Évolution du Bassin de la Têt dans les Pyrénées orientales pendant le Néogène. Utrecht (1935).
194. Papy (L.). La Chalosse. *A. G., 40* (1931), 239-58, 6 fig.
195. Passemard (E.). Les stations paléolithiques du Pays Basque et leurs relations avec les terrasses d'alluvions (*Th. Sc. Strasbourg*). Bayonne (1924), 218 p., fig., pl., carte h.-t. des terrasses de la Nive.
196. Penck (A.). La période glaciaire dans les Pyrénées. *B. S. H. N., Toulouse, 19* (1885), 105-200 (Traduction, par Braemer, revue et augmentée par l'auteur, d'une étude parue en 1883 dans *Mitteil. des Vereine für Erdkunde zu Leipzig*).
197. Pic (R.). Les terrasses de la Neste-Garonne. *R. G. P., 4* (1933), 396-420, 472-89, 8 fig.
198. Piette (Ed.). Note sur le glacier quaternaire de la Garonne. *B. S. G. F., 3* (1874), 498-517.
199. Piette (Ch.). Monographie agricole du département des Basses-Pyrénées, avec 1 carte géol. au 200.000e en couleurs. Ministère de l'Agriculture (1937).
200. Pouech (Abbé). Mémoire sur les terrains tertiaires de l'Ariège rapportés à une coupe transversale menée du Fossat à Aillères, passant par le Mas-d'Azil. *B. S. G. F., 16* (1859), 381-411, 2 pl.
201. — Sur l'altitude qu'atteignent les dépôts miocènes du Bassin sous-pyrénéen dans le département de l'Ariège. *B. S. G. F., 21* (1864), 197-202.

202. — Note concernant les poudingues tertiaires, dits de Palassou, dans le département de l'Ariège. *B. S. G. F.*, 27 (1869), 267-86, fig.
203. — La topographie de Pamiers. *L'Etoile de l'Ariège* (déc. 1887 et janv.-mai 1888). Publié à nouveau par C (au), D (urban). Le chanoine Pouech et la topographie de Pamiers, Pamiers, 1908, 136 p.
204. Raulin (V.). Nouvel essai d'une classification des terrains tertiaires de l'Aquitaine (*Th. Sc. Paris*). Bordeaux (1848), 44 p.
205. — Sur quelques protubérances crétacées de la partie occidentale de l'Aquitaine. *Actes Acad. Bordeaux*, *24* (1862), 199-222.
206. — Essai d'une division de l'Aquitaine. *B. Soc. Ramond* (1883).
207. Régie Autonome des Pétroles. Service géologique. Rapports d'implantation et rapports mensuels (non publiés).
208. Repelin (J.). Feuille de Mont-de-Marsan au 80.000e. *B. C. G. F.*, *23* (1914), n° 136, 144-7.
209. — Feuille de Toulouse au 320.000e. *B. C. G. F.*, *25* à *28*, n° 143 à 155 (1921 à 1924).
210. — Feuille de Bayonne au 320.000e. *B. C. G. F.*, *29* à *38*, n° 158 à 190 (1924 à 1933).
211. — Le Bassin d'Aquitaine à l'époque helvétienne. *C. R. Ac. Sc.*, *186* (1928), 708-9 (1 carte), 881-2.
212. Reyre (D.). Crétacé supérieur et tertiaire des Hautes-Pyrénées entre les vallées de l'Adour et de l'Arrêt. *B. S. G. F.*, *15* (1945), 547-62, 2 fig.
213. Richard (Mlle Marguerite). Contribution à l'étude du Bassin d'Aquitaine. Les gisements de Mammifères tertiaires. *Mém. S. G. F.*, *24*, n° 52, 1946, 380 p., 52 fig. (1948).
214. Roman (F.) et Viret (J.). Le Miocène continental de l'Armagnac et le gisement burdigalien de la Romieu (Gers). Centenaire de la S. G. F. Livre jubilaire, t. 2 (1930), 577-604, 9 fig.
215. Roubault (M.). Contribution à l'étude géologique du bord des Pyrénées au N. de la Bellongue. *B. C. G. F.*, *32* (1929), n° 172.
216. Savornin (J.). Feuille de Pamiers au 80.000e. *B. C. G. F.*, *12* à *15* (1901 à 1904). Comptes rendus des collaborateurs.
217. — Système de terrasses de l'Ariège et de ses affluents. *B. C. G. F.*, *16* (1905), n° 104, 17-30, 5 fig.
218. — Feuille de Saint-Gaudens au 80.000e. *B. C. G. F.*, *17-18* (1906-1908). Comptes rendus des collaborateurs.
219. — Feuille d'Orthez au 80.000e. *B. C. G. F.*, *20* (1910), n° 126, 145-49.
220. Seunes (J.). Recherches géologiques sur les terrains secondaires et l'Eocène inférieur de la région sous-pyrénéenne du Sud-Ouest de la France (Basses-Pyrénées et Landes). *Th. Sc., Paris* et *Ann. des Mines, 18* (1890), 209-458, 9 pl.
221. — Feuille de Bayonne au 80.000e. *B. C. G. F.*, *12* (1901), 132-4.
222. Société nationale des Pétroles d'Aquitaine. Rapports du Service géologique (non publiés).
223. Stuart-Menteath. Les dépôts glaciaires des environs de Pau. *B. Soc. Ramond* (1866), 119-26.
224. — Époque glaciaire miocène dans les Pyrénées. *B. S. G. F.*, *25* (1868).
225. — Sur la géologie superficielle des environs de Biarritz et de Bidart et le véritable âge du lignite de Mouligna. *B. Soc. Ramond*, *13* (1878), 74-100.
226. — Sur la géologie du département des Landes. *B. S. G. F.*, *24* (1896), 301-10.
227. Taillefer (F.). La dissymétrie des vallées gasconnes. *R. G. P.*, *15* (1944), 153-81, 2 fig.
228. — La photographie aérienne au service de la géographie du Sud-Ouest. *R. G. P.*, *16-17* (1945-46), 43-50.
229. — L'altitude moyenne des régions naturelles des Pyrénées françaises. Essai d'interprétation morphologique. *R. G. A.*, *36* (1948), 145-60, 2 fig.

230. — Les poudingues éocènes de l'Ariège et leurs enseignements. *B. S. H. N., Toulouse, 83* (1948), 7-18, 3 fig.
231. — Les bassins glaciaires d'Arudy et de Lourdes et le détournement des Gaves d'Ossau et de Pau. *Mélanges géogr. offerts à D. Faucher,* t. 1, Toulouse (1948), 449-65, 3 fig., 1 pl. phot.
232. — Sur le rôle morphologique des nappes d'alluvions caillouteuses du Bassin d'Aquitaine. *C. R. Ac. Sc., 227* (1948), 978-80, 1 fig.
233. — L'évolution du relief à l'Ouest des Petites Pyrénées de la Haute-Garonne. *R.G.P., 16-17* (1945-46), 302-20, 7 fig., 1 carte h.-t. (1949).
234. — Ancient arid and semi-arid Piedmonts north of the Pyrenees. *Congrès int. de Géogr., Lisbonne, 1949. Résumé des communications, Lisbonne* (1949), 40.
235. Tournouer. Note sur la présence de Nummulites dans l'étage à *Natica crassissima* du Bassin de l'Adour. *B. S. G. F., 20* (1863), 649-70, 1 fig.
236. — Note sur les terrains tertiaires des environs d'Orthez. *B. S. G. F., 23,* 852-5.
237. — Coupe du Louts. *B. S. G. F., 27* (1870), 504.

238. Vasseur (G.) et Savornin (J.). Feuille de Toulouse au 80.000e. *B. C. G. F., 11* (1899), 76-7.
239. — Sur les formations tertiaires nummulitiques de l'Ariège, et en particulier, sur la réapparition dans ce département, de la bande de calcaires stampiens de Briatexte. *B. C. G. F., 12* (1902), n° 86, 543-52, 5 fig., 1 carte h.-t.
240. Vatan (A.). Premiers résultats d'une étude de l'origine du matériel sédimentaire du Bassin aquitain. *C. R. S. G. F.* (1944), 83-5.
241. — Étude minéralogique des provinces distributives du matériel sédimentaire d'Aquitaine. *B. S. G. F., 15* (1945), 657-70, 1 pl.
242. — La sédimentation détritique en Aquitaine aux temps tertiaires. *C. R. S. G. F.* (1948), 48-50.
243. Viennot (P.). Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *B. C. G. F., 30* (1927), n° 163, 968 p., 35 fig., 12 pl.
244. — Révision des feuilles... de Bayonne au 80.000e. *B. C. G. F., 31* (1928), n° 170, 103.
245. — Sur les injections du Trias dans le bassin de l'Adour. *C. R. Ac. Sc., 190* (1930), 61-4.
246. — Révision des feuilles de Bayonne et Orthez au 80.000e. *B. C. G. F., 34* (1930), n° 177, 133-9, 3 fig.
247. Viret (J.). Sur l'âge des argiles ligniteuses de Nassiet, près Amou (Landes). *C. R. Ac. Sc., 207* (1938), 500-2.
248. Virlet-d'Aoust. Sur une faune pyrénéenne nouvelle des lignites miocènes d'Orignac. *B. S. G. F.,* 22 (1865), 318-20.

249. Welsch (J.). Les dunes primaires de Gascogne; explication de leur formation. *C. R. Ac. Sc.* (1913), 496-8.
250. — Les vallées pliocènes avec lignite de Bidart, Cenitz et Chabiague (B.-P.). *B. S. G. F., 15* (1915), 403-27, 5 fig., 1 pl.
251. — Études hydrogéologiques faites dans le département des Landes. Examen des projets d'alimentation en eau (1905-1920), et calcaires de Dax (1927). *B. C. G. F., 33* (1929), n° 176, 9-15.
252. Wolmeringer (E.). Note sur la nature et l'épaisseur du terrain d'alluvions de la vallée de l'Adour, entre Hastingues et Lahonce (B.-P.). *B. S. G. F., 22* (1865), 176-7.

INDEX [1]

A

Aar : 337 n. 27.
Abidos (B.-P.) : 242.
Adda : 326.
Adé (H.-P.) : 78, 181, 216, 217, 218, 219, 231, 247, 251, 338.
Adige : 14, 22.
Adour : 25, 27, 38, 39, 42, 44, 45, 46, 47, 48, 56, 57, 58, 78, 79, 92, 97, 104, 110, 121, 133, 134, 135, 136, 148, 153, 167, *168-169*, 173, *174-178*, 183, 189, 197, 209, 211, *218-232*, *246-248*, 249, 250, 251, 252, *254-255*, 273, 326, 331, 335, 337, 338, 340, 350.
Adriatique : 326.
Afghanistan : 327.
Afrique du Nord : 340, 341.
Agen (L.-et-G.) : 64, 149, 176.
Agenais : 63 n. 14, 146.
Agès (Landes) : 209.
Agly : 291, 305, 306.
Aguilar (Tuchan, Aude) : 306.
Ahetze (B.-P.) : 107, 110.
Aiguevives (H.-G.) : 263.
Ainciandou (Itxassou, B.-P.) : 199.
Aïnoha (B.-P.) : 170.
Aire-sur-Adour (Landes) : 47, 168, 220, 223, 224, 225.
Alaric (Montagne) : 29, 284.
Alaric (Canal) : 248.
Alaska : 272, 323, 346.
Alet (Aude) : 30.
Albères : 290, 291, 292, 294, 300, 301, 303, 307, 308, 317.
Allas (Cerdagne espagnole) : 311.
Alpes : 13, 14, 71, 117, 181, 183, 184, 199 n. 28, 319, 321, 324, 325, 326, 327, 335, 338, 345.
Ammersee : 338.
Amou (Landes) : 173, 211, 215, 225 n. 58, 228, 229.
Ampurdan : 118, 340.
Andes : 318.
Andoins (B.-P.) : 92, 207, 208, 211, 214.
Andronne (Forêt, Ariège) : 33.
Anères (H.-P.) : 234.
Angaïs (B.-P.) : 87, 241.
Angles (Les) (P.-O.) : 284.
Anglet (B.-P.) : 107, 227.
Angoust (R.) : 312.
Angoustrine (R.) : 312.
Anie (Pic) : 26, 40.
Ansignan (P.-O.) : 306 n. 32.
Antin (H.-P.) : 59, 60, 62, 65.
Apas (Saint-Martory, H.-G.) : 237.
Apennin : 14.
Appalaches : 14, 339.
Apremont (Peyrehorade, Landes) : 169.
Aquitain (Bassin) : 25, 27, 31, 32, 36, 51, 63, 65, 68, 71, 113, 118, 131, 146, 164, 194, 263, 283, 286, 318.
Arbailles (Forêt) : 40.
Arbas (H.-G.) : 153, 154.
Arbouet (B.-P.) : 200.
Arcachon (Gironde) : 118.
Arcangues (B.-P.) : 107.
Arcizac (H.-P.) : 217, 249, 338.
Arctique : 277, 278.
Ardanavia (R.) : 227.
Aressy (B.-P.) : 241.
Arette (B.-P.) : 40.
Argagnon (B.-P.) : 26.
Argelès (H.-P.) : 14, 180, 184, 217.
Argeliers (Aude) : 288.
Argens (R.) : 287.
Arges (Roumanie) : 334, 340.
Ariège : 27, 31, 32, 69, 133, 134, 135, 136, 141, 150, 162, 163, 164, 165, 174, 183, 185, 191, *193-195*, 196, *238-240*, 250, 255, 259, 261, 268, 284, 285.
Arikaree (formation) : 329.
Arize (R.) : 32, 34, 36, 161, 162, 163, 164, 165, 192, 263, 264.
Arizona : 15.
Arkansas : 331, 342, 343.
Armagnac : 47, 85, 88, 111, 144, 145, 276.
Arracaou (Cassagne, H.-G.) : 238.
Arrachau (Sainte-Croix, Ariège) : 98, 158.

---

(1) ABRÉVIATIONS : R., Rivière, B.-P. Basses-Pyrénées, H.-G., Haute-Garonne, H.-P., Hautes-Pyrénées, L. et G., Lot-et-Garonne, P.-O., Pyrénées-Orientales, T. et G , Tarn-et-Garonne.

Arrats (R.) : 149, 187, 266.
Arreau (H.-P.) : 329.
Arrecq-Caout (R.) : 245.
Arrêt (R.) : 79.
Arrêt-Darré (R.) : 92, 189 n. 16.
Arrivet (Lourdes, H.-P.) : 217.
Arros (R.) : 38, 44, 45, 76, 77, 78, 79, 92, 93, 95, 96, 175, 176, 189 n. 16, 197, 219, 220, 248, 249, 250, 251, 252, 332, 333, 338.
Arthez (B.-P.) : 262.
Artigat (Ariège) : 264.
Artiguelouve (B.-P.) : 241.
Artiguemy (H.-P.) : 93.
Artix (B.-P.) : 26.
Arudy (B.-P.) : 38, 44, 45, 80, 101, 134, 166, 180, 181, 183, 184, 185, 200, 201, 202, 245, 246, 337, 345.
Arzacq (B.-P.) : 209.
Asasp (B.-P.) : 244.
Ascain (B.-P.) : 107.
Aspet (H.-G.) : 37, 115, 154.
Aspres (P.-O.) : 130, 291, 296, 297, 300, 303, 307.
Aspret (H.-G.) : 153.
Aspugue (Labastide, H.-G.) : 95.
Asson (B.-P.) : 214.
Asté (H.-P.) : 246.
Aston (Ariège) : 284 n. 2.
Atlas, Grand-Atlas : 16, 124, 320, 340, 341, 346, 347.
Auch (Gers) : 44, 53, 72, 149, 263, 268.
Aude (R.) : 29, 30, 31, 67, *284-290*, 303, 308.
Audéjos (B.-P.) : 262.
Audignon (Landes) : 58, 62, 168, 254, 255.
Auge (Pays d') : 278.
Augsbourg : 335, 338.
Aure (Vallée d') : 25, 148, 149, 328.
Auriac (B.-P.) : 209.
Aurignac (H.-G.) : 54, 59, 61, 63 n. 14, 151, 191, 266.
Ausseing (H.-G.) : 36, 160, 237.
Aussonnelle (R.) : 269.
Auterive (H.-G.) : 195, 239, 255, 263.
Auterrive (B.-P.) : 243.
Auzas (H.-G.) : 151.
Auzoue (R.) : 265.
Avance (R.) : 265.
Averan (H.-P.) : 79.
Aveyron : 251 n. 19, 259.
Avezac (H.-P.) : 76 n. 3, 82, 94, 96.
Avignonet (H.-G.) : 263.
Axat (Aude) : 284.
Aydius (Ruisseau d') : 245.
Aygue-Caoute (R.) : 53.
Ayguelongue (R.) : 213.
Ayguette (R.) : 95.
Azereix (H.-P.) : 247.

B

Bages (P.-O.) : 303.
Bagnères (H.-P.) : 38, 44, 45, 78, 91, 175, 180, 183, 197, 246.
Bahus (R.) : 223.
Baigts (B.-P.) : 169, 242, 243, 244.
Baïse (R.) : 53, 56, 61, 72, 76, 145, 148, 265.
Baïse (Baïse-Darré ou Grande) : 72, 149, 187, 249, 268.
Baïse (Baïse-Devant ou Petite) : 72, 149, 187, 189, 268.
Baïsole (R.) : 91, 144, 152, 187, 268.
Baixas (B.-P.) : 292, 300.
Balaïtous : 26, 40, 203.
Ballongue (Ariège) : 80.
Banos (Landes) : 223.
Banyuls-dels-Aspres (P.-O.) : 297.
Barbazan (H.-G.) : 180, 181, 185.
Barbazan-Debat (H.-P.) : 84, 247.
Barbazan (R. de) : 219.
Barbeziel (Sabarat, Ariège) : 34.
Barbotan (Gers) : 64.
Barguillère (Ariège) : 106.
Baronnies : 38, 39, *93-98*, 113, 147, 157, 175, 329.
Barlest (H.-P.) : 206, 212.
Bartrès (H.-P.) : 92, 203.
Barzun (B.-P.) : 212.
Basque (Pays) : 89, *103-110*, 170, 171, 172, 261, *264-265*.
Basques (Côte des) : 230.
Bassecq (Landes) : 58.
Bassin Parisien : 63.
Bassussary (B.-P.) : 227.
Bastan (R.) : 203.
Bastennes (Landes) : 57, 58, 59, 222.
Bastide-de-Lordat (Ariège) : 193.
Baudis (les) (Montjoie Ariège) : 35, 98, 158, 160, 161.
Baup (R.) : 155, 157.
Bavière : 335.
Bayonne (B.-P.) : 53, 166, 170, 197, 221, 229, 230.
Bayse (R.) : 81.
Bazert (Col) : 37, 180 n. 2, 181.
Bazillac (H.-P.) : 249.
Béarn : 46, 69, 89, *100-103*, 104, 172.
Beausoleil (Biarritz, B.-P.) : 107.

Beaver-Creek : 332.
Bec d'Allier : 274.
Bec du Gave : 104, 197, 228, 248 n. 15.
Bedous (B.-P.) : 183.
Bégole (H.-P.) : 174.
Bekva (R., Inde) : 333.
Belair (Lasseubetat, B.-P.) : 80.
Bellocq : 169, 242.
Bellver (Espagne) : 304, 309, 311.
Belpech (Aude) : 194.
Bélus (Landes) : 58, 169, 173, 214, 222.
Belvédère (Saint-Martin-de-Hinx) : 222.
Bénac (H.-P.) : 80.
Bénagues (Ariège) : 163, 239, 250, 255, 256.
Bénesse (Landes) : 57, 222.
Béout (Lourdes, H.-P.) : 185.
Berdot (Larroque, H.-G.) : 189.
Bergerie (la) Cambo (B.-P.) : 198.
Bergouey (B.-P.) : 104, 199, 200.
Berne : 337 n. 27, 345.
Bernesse (R. de) : 189.
Berrartia (Itxassou, B.-P.) : 199.
Bescat (B.-P.) : 201.
Betchat (Ariège) : 160.
Bétharram (B.-P.) : 241.
Beylongue (Landes) : 224.
Beyrie (B.-P.) : 173, 213, 214, 215.
Bez (R.) : 265.
Biarotte (Landes) : 57, 60, 169, 222, 226, 228 n. 64.
Biarritz (B.-P.) : 40, 46, 107, 110, 220, 221, 227, 230.
Bias (R. Inde) : 325.
Biaudos (Landes) : 222, 226.
Bidache (B.-P.) : 103.
Bidart (B.-P.) : 107, 220, 227.
Bidassoa (R.) : 39, 42, 107.
Bidouze : 40, 41, 53, 103, 104, 168, 170, 171, 199, 200, 227, 250, 251, 264, 265.
Bièvre : 331, 346.
Biros (Montjoie, Ariège) : 157, 158.
Biterrois : 300.
Bizanos (B.-P.) : 208, 210, 212, 213, 242, 243, 244.
Blajan (H.-G.) : 63, 191.
Bolquère (P.-O.) : 309.
Bonaïgua (Col) : 134.
Bonnac (Ariège) : 239, 240, 255.
Bonnefont (H.-P.) : 249.
Bonnevaux (Plateau de) : 327, 334.
Bordeaux : 141.
Bordes (B.-P.) : 208.
Bosdarros (B.-P.) : 80.
Boucheville (P.-O.) : 306 n. 32.
Boudigau (R.) : 47, 221.
Bouès (R.) : 175, 176, 249 n. 17.
Boularic (P.-O.) : 285, 291, 295, 296.
Boulbonne (Ariège) : 193, 194, 195.
Bouleternère (P.-O.) : 308.
Bouloc (H.-G.) : 146.
Boulogne-sur-Gesse (H.-G.) : 54, 72, 190, 268.
Boulouze (R.) : 262.
Boulzane (R.) : 305, 306.
Bourg (H.-P.) : 249.
Bourréac (H.-P.) : 216, 217.
Boussens (H.-G.) : 30, 36, 54, 56, 146, 150, 151, 154, 192, 195, 196, 237, 238, 239, 240.
Bout-du-Pouy (Valentine, H.-G.) : 235.
Boute-Sanson (Clarens, H.-P.) : 83 n. 10.
Bouzin (H.-G.) : 151.
Bramepan (Saint-Pierre-du-Mont, Landes) : 254.
Brésil : 320.
Bretagne (B.-P.) : 208.
Briare (Loiret) : 274.
Brousseau (Ruiss. du) : 210, 223.
Brown Canyon : 342.
Bruges (B.-P.) : 38, 39.
Buchberg : 337 n. 27.
Bugarach (Pech de) : 29.
Burs (Labroquère, H.-G.) : 153.
Buziet (B.-P.) : 201, 202.
Buzy (B.-P.) : 181, 200, 201, 202, 245, 337.

C

Cabestany (P.-O.) : 302.
Cachemire : 348.
Cagire : 37, 154.
Californie : 125, 126, 318, 321.
Calmont (H.-G.) : 255.
Camarade (Ariège) : 160.
Cambo (B.-P.) : 198, 199, 228 n. 62.
Campagne-sur-Arize (Ariège) : 162, 165.
Campanie : 13.
Camparol (Sabarat, Ariège) : 162.
Campcardos : 29.
Camptort (Navarrenx, B.-P.) : 102.
Campuzan (H.-P.) : 187.
Canadian River : 329, 331.
Candresse (B.-P.) : 229.
Canet (Étang de) : 302, 303.
Canigou : 29, 290, 291, 306 n. 32, 307, 308.
Canohès (P.-O.) : 297, 303.
Cap Blanc (Mercenac, Ariège) : 155.

Capbreton (Landes) : 226.
Capcir : 284.
Capens (H.-G.) : 258.
Capvern (H.-P.) : 76, 83, 124.
Carbonne (H.-G.) : 239, 240, 256, 263.
Carcassonne (Aude) : 284, 287.
Carla-Bayle (Le) (Ariège) : 163.
Carlit : 29, 142, 284, 308, 309.
Carol (Vallée de) : 309, 311 n. 41.
Caroline du Sud : 303 n. 28.
Carpates : 116, 320, 325.
Carrère (B.-P.) : 208.
Castagnède (B.-P.) : 170, 200, 245.
Castagnet (Orist, Landes) : 226.
Castéla (Le) (Pamiers, Ariège) : 255.
Castelbiague (H.-G.) : 154.
Castelnaudary (Aude) : 287.
Castelnau-d'Estretefonds (H.-G.) : 146, 147.
Castelnau-Magnoac (H.-P.) : 187, 190, 268.
Castelnou (P.-O.) : 292, 293.
Castelsarrasin (T.-et-G.) : 195, 259.
Castéras (Ariège) : 163.
Castetarbe (B.-P.) : 242.
Castets (Orist, Landes) : 226.
Castille : 176.
Castrais : 52.
Caucase : 320, 348.
Caume (La) (Mérilheu, H.-P.) : 79.
Caumont (Ariège) : 155.
Cauneille (Landes) : 58, 169.
Caux (Pays de) : 255.
Caychenac (Ariège) : 155, 157.
Cazères (H.-G.) : 27, 196.
Cerdagne : 28, 29, 118, 292, 304, *308-312*, 317, 340, 341, 350.
Céret (P.-O.) : 291, 294, 297, 300
Cézan (Gers) : 53, 61, 64.
Chalosse : 39, 46, 47, 54, 57, 58, 59, *110-112*, 172, 173, 208, 209, 211, 220, 222, 223, 254, 255, 261, 340, 344.
Chambaran (Plateau de) : 117, 327, 334.
Chambre d'Amour (Biarritz, B.-P.) : 221, 228.
Chateauvert (Ste-Croix, Ariège) : 158.
Chein-Dessus (H.-G.) : 154.
Chelle-Debat (H.-P.) : 249.
Chenab (R. Inde) : 319, 325.
Cier (R.) : 187, 189, 191.
Cieutat (H.-P.) : 79, 91, 219.
Cimarron : 332.
Cinco-Villas : 56.
Cintegabelle (H.-G.) : 195, 239, 255, 259.
Ciron (R.) : 266.
Civrari : 13.
Clape (La) : 30.
Claracq (B.-P.) : 208, 209.
Clarens (H.-P.) : 131.
Clergat (Buzy, B.-P) : 201, 202.
Clermont (H.-G.) : 255.
Clermont (Landes) : 229.
Coarraze (B.-P.) : 166.
Coast Range : 320, 323.
Colombiers (Hérault) : 289.
Colmar : 317.
Côme : 183.
Condomois : 69, 70, 266.
Conflent : 28, *307-308*, 310, 312.
Corbières : 29, 30, 33, 36, 287, *304-306*, 344.
Corneilla-del-Vercol (P.-O.) : 301, 303.
Cosledaa (B.-P.) : 208.
Couffoulens (Aude) : 284.
Couladère (H.-G.) : 239.
Coumelongue (Pech de) : 31.
Coupe (Col) : 95.
Coussan (H.-P.) : 249.
Coustalat (Barlest, H.-P.) : 205, 206.
Couture (Sainte-Croix, Ariège) : 158.
Cox (H.-G.) : 146.
Crampagna (Ariège) : 240.
Crau : 327.
Créons (Landes) : 57.
Crieu (R.) : 194.

D

Danube : 335, 337.
Daumazan (Ariège) : 162, 263.
Dauphiné : 117, 327, 331, 338 n. 29, 342.
Dax (Landes) : 44, 57, 110, 169, 211, 221, 225, 228, 229, 230.
Dehra Doun (Inde) : 329.
Djebilet : 16, 341 n. 33, 344.
Djumna (Inde) : 325, 329, 333.
Doire Baltée : 14.
Doire Ripaire : 14.
Donzacq (Landes) : 58.
Dordogne (R.) : 231 n. 70.
Douctouyre (R.) : 31, 194, 285.
Doulouze (R.) : 53.
Dourdan : 278.
Dourne (R.) : 165, 264.
Douze (R.) : 176, 177, 225, 265.
Durance (R.) : 184 n. 11.

E

Èbre : 340.
Echez (R.) : 45, 79, 97, 173, 175, 216 n. 51, 218, 219, 248, 332.
Écluse (Vallée de l') (P.-O.) : 291, 294.
Elne (P.-O.) : 302, 303.
Encausse (H.-G.) : 153.
Encourtiech (Signal) : 155, 157.
Enge : 337 n. 27.
Enns : 199 n. 28.
Ensérune (Nissan, Hérault) : 289.
Entre-deux-Gaves : 103, 173, 267.
Err (P.-O.) : 311.
Escanecrabe (H.-G.) : 56.
Escaro (P.-O.) : 308.
Escaunets (H.-P.) : 205.
Escoubès (B.-P.) : 208.
Escouloubre (Aude) : 284.
Eslourenties-Daban (B.-P.) : 206.
Esparros (H.-P.) : 94, 95.
Espelette (B.-P.) : 107, 198.
Espezel (Aude) : 285.
Espira-de-l'Agly (P.-O.) : 301.
Espoey (B.-P.) : 211, 213 n. 46.
Esquiou (Plaine d') : 97.
Estadens (H.-G.) : 154.
Estagel (P.-O.) : 305, 306.
Estagouge (R.) : 312.
Estaliens (H.-P.) : 132.
Estampon (R.) : 53.
Estaut (R.) : 194.
Estavar (P.-O.) : 309, 312.
Estéous (R.) : 175, 219, 248, 249, 270.
Estibeaux (Landes) : 229.
Estrique (R.) : 165, 194, 264.
États-Unis : 15, 124, 125, 323.
Etna : 13.
Eycheil (Ariège) : 35, 155.
Eyne (P.-O.) : 309, 310.
Eyre (R.) : 225.

F

Fabrezan (Aude) : 287, 289, 290.
Faldaracon (Bois) : 110.
Fecht (R.) : 317.
Fenouillet (P.-O.) : 305, 306.
Figarol (H.-G.) : 98, 154, 161.
Foix (Ariège) : 13, 31, 164, 183.
Fond-d'Aure (Montagnes du) : 134.
Font-Rouge (Montjardin, Aude) : 285.
Força Réal (P.-O.) : 293.
Forêt Noire : 316.
Formiguères (P.-O.) : 284.
Fossé Rhénan : 316.
Fouradade (Mas, Tautavel, P.-O.) : 305, 306.
Fousseret (Le) (H.-G.) : 146.
Fréchède (Ruiss. de) : 219.
Fréchou-Fréchet (H.-P.) : 92.
Frioul : 18, 28, 321, 327.

G

Gabas (R.) : 44, 206, 207, 208, 209, 223, 254.
Gajan (Ariège) : 157, 158.
Galan (H.-P.) : 56.
Gamarde (Landes) : 225.
Gamarthe (Col) : 170, 171.
Gan (B.-P.) : 80, 81, 101, 103.
Gange (R.) : 325, 329, 333.
Ganties (H.-G.) : 98, 154, 161.
Garde (Lac de) : 183.
Gardères (H.-P.) : 205.
Garlin (Vallée, Terrasse, Gave de) : 59, 60, 62, 64, 173, *205-211*, 214, 216, 220, 222, 223, 224, 225, 226, 261.
Garonne : 14, 25, 26, 27, 36, 37, 43, 54, 73, 100, 133, 134, 135, 136, *141-154*, 155, 164, 165, 166, 168, 172, 174, 175, 176, 180, 182, 183, 184, 186, 191, 192, *195-197*, 231 n. 70, *233-237*, *238-240*, 242, 250, 251, 255, *257-260*, 261, 263, 264, 266, 268, 269, 270, 273, 279 n. 37, 280, 329, 335, 350.
Garrabet (Ariège) : 247 n. 12.
Garros (Étang) (Landes) : 47.
Garue (Landes de) : 207, 212, 213.
Gascogne : 25, 72, 149, 276, 334, 335.
Gascogne gersoise : 46, 146, 186, 192, 197.
Gascogne (Golfe de) : 176, 276.
Gaujacq (Landes) : 57, 58, 222.
Gavarnie (H.-P) : 134.
Gave d'Arrens : 203.
Gave d'Aspe : 26, 38, 39, 133, 134, 135, 177, 183, 199, 202, 245.
Gave de Cauterets : 203.
Gave de Mauléon : 41, 43, 57, 134, 135, 170, 171, 243, *244-245*, 250, 251.
Gave d'Oloron : 37, 39, 40, 42, 80, 100, 101, 102, 136, 167, 169, 170, 176, 197, 199, 200, 225, 226, 227, 228, 229, 231, 243, *244-245*, 250, 263.
Gave d'Orthez : 215, 229.
Gave d'Ossau : 25, 26, 38, 45, 75, *80-82*, 89, 101, 121, 122, 133, 134, 135, 166, 174, 183, 184, 186, 197, *200-202*, 207, 208, 215, *245-246*, 337.

Gave de Pau : 25, 26, 39, 44, 45, 53, 56, 57, 77, 78, 80, 97, 101, 121, 122, 134, 135, 153, 166, 167, 168, 169, 172, 173, 174, 175, 176, 183, 184, 186, 197, *203-218*, 220, 225, 228, 230, 231, *241-244*, 245, 246, 247, 250, 261, 337, 338.
Gavelette (R.) : 131.
Gélise (R.) : 265.
Gensac (H.-G.) : 54, 56, 58, 59, 61, 63, 72, 190, 191.
Ger : 92, 204, 205, 206.
Ger (R.) : 37, 98, 100, 153, 154.
Germe (Pont de) (Arudy, B.-P.) : 245, 246.
Gers (R.) : 72, 76, 144, 149, 187, 266, 268.
Gesse (R.) : 144, 149, 191.
Geule (R.) : 262.
Gèze (R.) : 189.
Giavino (Italie) : 13.
Gimone (R.) : 72, 73, 144, 146, 149, 266, 268.
Gironde : 231 n. 70.
Girou (R.) : 266.
Goos (Landes) : 225, 229 n. 65.
Gosse (Landes) : 229.
Gotein (B.-P.) : 244.
Gousse (Landes) : 168, 254.
Gouts (Landes) : 229.
Grand Bassin (États-Unis) : 328.
Grave (Pointe de) : 46.
Grenade-sur-Adour (Landes) : 46, 176, 229.
Grenade-sur-Garonne (H.-G.) : 44.
Grenade (Espagne) : 291.
Grésigne : 51.
Grésivaudan : 17.
Grisolles (T.-et-G.) : 146, 147.
Gross Reifling : 199 n. 28.
Guéthary (B.-P.) : 107, 110.
Guiche (B.-P.) : 112, 222, 225.

H

Hagetaubin (B.-P.) : 215.
Hagetmau (Landes) : 173, 207, 208, 209, 210, 223, 224.
Haouz : 16, 340, 341.
Hasparren (Landes d') : 42, 103, 104, 106, 107, 110, 113, 221, 227, 264.
Hastingues (Landes) : 169.
Hautes Plaines (États-Unis) : 327, 329, 331, 332, 343.
Haya : 56.
Hayet (R.) : 268.
Héas (H.-P.) : 203.
Hèches (H.-P.) : 38.
Hédas (R.) : 214.
Hendaye (B.-P.) : 107, 110.
Hères (H.-P.) : 218, 220.
Hérous (Saint-Lon-les-Mines, Landes) : 226.
Herrère (B.-P.) : 200.
Hers (R.) : 27, 164, 192, 193, 194, 196, 250, 255, 259, 262, 263, 286.
Heugas (Landes) : 225.
Hibarette (H.-P.) : 80, 218 n. 52.
Hiis (H.-P.) : 247.
Himalaya : 317, 318, 319, 320, 322, 327, 329, 331, 347, 348.
Hinx (Plateau de) : 229 n. 65.
Hoggar : 316.
Homps (Aude) : 287.
Hountanère (Recurt, H.-P.) : 83 n. 10.
Houtgrande (Uglas, H.-P.) : 83 n. 10.
Hours (B.-P.) : 212.

I

Ibos (H.-P.) : 247.
Idron (B.-P.) : 213.
Ilharre (B.-P.) : 199.
Iller (R.) : 325, 335, 337.
Illertissen : 337.
Ille-sur-Têt (P.-O.) : 307, 308.
Indus : 325.
Inn (R.) : 325.
Innsbrück : 180.
Iquique : 318.
Irieu (Étang) : 47.
Isar (R.) : 325, 338.
Isère (R.) : 346.
Isle-de-Noé (Gers) : 268.
Isle-Jourdain (Gers) : 262.
Issalle-Ilhan (B.-P.) : 250.
Isturits (B.-P.) : 40, 57, 172.
Itxassou (B.-P.) : 198.
Ivrée (Italie) : 183.
Izaute (R.) : 265.

J

Jacque (H.-P.) : 219.
Jhelum (Inde) : 319, 325.
Job (R.) : 153.
Josse (Landes) : 230.
Jouarre (Étang de) : 287.
Joyeuse (R.) : 42, 227, 250.
Juillan (H.-P.) : 217, 218, 247, 248, 249.
Jura : 316, 319.
Jura Souabe : 315.
Jurançon (B.-P.) : 81, 101.

K

Karewa : 348.
Kermadec-Tonga (îles) : 318.
Kirchberg-am-Iller : 337.
Klettgau : 337 n. 27.
Koumaon : 329.

L

Labarre (Pas de) : 183 n. 10.
Labarthe-de-Neste (H.-G.) : 76 n. 3, 77, 100, 120, 134, 233, 234.
Labastide (H.-P.) : 82, 90, 91.
Labastide-Cézeracq (B.-P.) : 241.
Labastide-Montréjeau (B.-P.) : 262.
Labatmale (B.-P.) : 207, 213.
Laborde (Arudy, B.-P.) : 201.
Labourd (Massif du) : 40, 41, 56, *103-107*, 168, 170, 171, 172, 198.
Labrit (Landes) : 46.
Lacassagne (H.-P.) : 220.
Lacave (Ariège) : 155.
Lac Majeur : 183, 326.
Lacoste (Col de) : 208.
Lafitole (H.-P.) : 219, 220.
Lagabotte (Ruisseau de) : 200.
Lagarde (Ariège) : 32.
Lacoin (R.) : 242.
Lagor (B.-P.) : 111.
Laguinge (B.-P.) : 244.
Lahitère (H.-G.) : 98, 133, 158, 161, 162.
Lahonce (B.-P.) : 228.
Lahontan (B.-P.) : 242.
Lalonquette (B.-P.) : 209.
Lamarquèze (Pey, Landes) : 230.
Landes de Gascogne : 22, *46-48*, 106, 169, 176, 224, 232, 265.
Landsberg : 338.
Lanespède (H.-P.) : 92.
Languedoc : 19, 283.
Lanne (Landes) : 228.
Lannecaube (B.-P.) : 60.
Lannemezan (H.-P.) : 25, 28, 44, 45, 92, 120, 124, 149, 192.
Lansac (P.-O). : 305.
Lapeyrère (Ariège) : 163.
Lapeyrère, Saint-Jean-de-Marsacq (Landes) : 230, 231.
Laragne (H.-A.) : 184 n. 11.
Larceveau (B.-P.) : 170, 171.
Larcis (R.) : 173, 205, 209.
Laring (Bois) (B.-P.) : 81.
Laroque (P.-O.) : 292, 296, 300, 301.
Larroque (H.-G.) : 189.
Laruns (B.-P.) : 14.
lasclaveries (B.-P.) : 209.
Las Fourques (P.-O.) : 297.
Lasserre (Ariège) : 35, 133, 158, 160, 161.
Lasserre, Saint-Gaudens (H.-G.) : 143.
Lasseube (B.-P.) : 81, 101.
Latou (R.) : 264.
Lauragais : 263.
Lautan (R.) : 187.
Lavardens (Gers) : 53, 61, 64.
Lavilledieu (T.-et-G.) : 260.
Lech (R.) : 335, 338.
Lechfeld : 338.
Lectoure (Gers) : 66, 118.
Lectourois : 69, 70, 266.
Lédar (Ariège) : 160.
Lées (R.) : 173, 205, 213, 223.
Léguevin : 269.
Lembeye (B.-P.) : 173.
Léougé (Col) : 189.
Léoup (R.) : 187.
Lescar (B.-P.) : 214, 215, 241.
Lescousse (Ariège) : 164.
Lesponte (Ruisseau de) : 226.
Lespugue (H.-G.) : 56, 132, 189, 190.
Lestelle (H.-G.) : 150, 166, 234, 237, 241.
Leudary (Montespan, H.-G.) : 154.
Levanna (La) : 13.
Lévignac (H.-G.) : 146, 150.
Lez (R.) : 134, 160, 161.
Lèze (R.) : 162, 163, 164, 165, 192, 264.
Lézignan (Aude) : 30, 287.
Lézignan (H.-P.) : 216, 217, 218, 247.
Lihoury (R.) : 227.
Limagnes : 17, 317.
Limargue : 52.
Limendous (B.-P.) : 92, 205, 206, 207, 208, 214.
Limoux (Aude) : 284.
Lion (Golfe du) : 30.
Livron (B.-P.) : 211, 212, 213.
Llauro (P.-O.) : 294, 297.
Llivia (Cerdagne) : 312.
Llo (P.-O.) : 310.
Locarno : 326.
Loire : 177, 274.
Lomagne : 146, 148, 150, 196, 262, 266.
Lombez (Gers) : 44, 149, 263.
Lombrès (H.-P.) : 153, 234.
Lomné (H.-P.) : 94.
Lortet (H.-P.) : 82, 83, 90, 91, 121.
Los Angeles : 127.
Losse (R.) : 265.
Loubajac (H.-P.) : 205, 212, 216.
Loubens (Ariège) : 32.

Loubous (Landes de) : 207, 212, 213.
Louer (Landes) : 58, 59, 168, 169, 255.
Louey (H.-P.) : 218, 247.
Louge (R.) : 53, 76, 146, 190.
Louhirasse (Ruiss. de) : 199, 200.
Louit (R.) : 173, 208.
Loules (R.) : 219.
Lourdes (Bassin de) : 26, 38, 39, 44, 45, 78, 122, 134, 166, 180, 181, 183, 184, 185, 203, 204, 208, 211, *215-218*, 231, 241, 242, 244, 246, 247, 249, 338, 345.
Lourtau (R.) : 39.
Louts (R.) : 167, 207, 210, 223.
Lucgarrier (B.-P.) : 212.
Lucq (B.-P.) : 101.
Lurbe (B.-P.) : 38, 199.
Luy de Béarn (R.) : 167.
Luy de France (R.) : 167, 207, 208, 209, 261.
Luz (R.) (H.-P.) : 79, 96.
Luz (R.) (B.-P.) : 242.
Lyon : 335.
Lyss : 337 n. 27.

M

Magesq (Landes) : 57.
Mail Arrouy : 39.
Maillous (Bartrès, H.-P.) : 92, 120, 180, 203, 204 n. 36.
Malaspina (Glacier) : 323, 335.
Manse (Bagnères-de-Bigorre, H.-P.) : 79.
Mant (Landes) : 209, 222, 261.
Marboré : 26.
Marcadau : 217.
Marciac (Gers) : 176, 177, 249.
Mardaing (R.) : 204, 219.
Marquefave (H.-G.) : 239.
Marquixanes (P.-O.) : 308.
Marracq (Bayonne, B.-P.) : 228.
Marseillan (H.-P.) : 219.
Marseillette (Étang) : 30, 287.
Martres-Tolosane (H.-G.) : 150.
Marveille (Ruiss. de) : 34.
Mas-d'Azil (Le) (Ariège) : 34.
Massane (La) (R.) : 301.
Masseube (Gers) : 268.
Massif Central : 25, 51, 52, *63-65*, 141, 231 n. 70, 251 n. 19, 342.
Massif schisteux rhénan : 317.
Maubermé : 154.
Maubourguet (H.-P.) : 59, 168, 176, 247, 248.
Mauco (Landes) : 254.
Mauléon (B.-P.) : 102, 103, 243, 265.
Mauran (H.-G.) : 239.
Maureillas (P.-O.) : 291, 296.
Maury (R. de) : 305, 306.
Mauvezin (Ariège) : 98, 160.
Mauvezin (Gers) : 266.
Mauvezin (H.-P.) : 90, 93.
Mazères (Ariège) : 193, 238.
Mazères (H.-P.) : 234.
Mazouau (H.-P.) : 37.
Mées (Landes) : 248 n. 15.
Meilhan (Landes) : 265.
Meillon (B.-P.) : 215.
Memmingen : 335, 337.
Mendialçu (R.) : 227.
Méras (Ariège) : 163.
Mercenac (Ariège) : 98, 155, 238.
Mérilheu (H.-P.) : 79 n. 4, 180.
Meseta (Espagne) : 339 n. 31.
Mexique : 323.
Mexique (Golfe du) : 195 n. 22.
Midou (R.) : 177, 225, 254, 265.
Midouze (R.) : 168, 265.
Miélan (Gers) : 175, 176.
Milhas (H.-G.) : 36, 153.
Millas (H.-P.) : 307.
Mimbaste (Landes) : 229.
Mincio (R.) : 326.
Mindelheim : 338.
Miramont (H.-G.) : 223, 235.
Mirande (Gers) : 59, 268.
Mirepoix (Ariège) : 32.
Mississipi : 332.
Missouri : 332.
Mixe (Landes de) : 41, 42, 103, 104, 113, 199, 222.
Moissac (T.-et-G.) : 266.
Molitg (P.-O.) : 307, 308.
Moncayolle (B.-P.) : 103.
Mondette (Encourtiech, Ariège) : 157.
Monein (B.-P.) : 38, 81, 101, 103.
Monléon-Magnoac (H.-P.) : 73.
Mont (B.-P.) : 214.
Montady (Hérault) : 289.
Montagne Noire : 27, 31, 51, 53, 68, 263, 287, 344.
Montaner (B.-P.) : 205, 206.
Montastruc (H.-G.) : 154.
Montauban (T.-et-G.) : 260.
Montauzet (Saint-Martin-de-Hinx, Landes) : 221, 222.
Montaut (Ariège) : 193, 194, 195.
Montaut (Landes) : 47, 209.
Mont d'Astarac (Ruiss. de) : 187, 270.
Mont-des-Verges : 305.
Montégut (Ariège) : 34.
Montella (Cerdagne espagnole) : 311.

Montescot (P.-O.) : 303.
Montespan (H.-G.) : 98, 154.
Montfort (Landes) : 58, 225.
Montgailhard (Ariège) : 247 n. 12.
Montgaillard (H.-P.) : 91, 247.
Montlaur (Gers) : 189, 262.
Montmaurin (H.-G.) : 56, 63, 132, 133, 190, 191.
Montouliers (Hérault) : 288.
Montoussé (H.-P.) : 132, 182.
Montpeyroux (Cap de) (Landes) : 52, 57.
Montredon (Pech de) (Aude) : 288, 289, 309.
Montréjeau (H.-G.) : 37, 73, 76 n. 3, 133, 134, 143, 151, 153, 176, 181 n. 6, 183, 184, 192, 233, 236.
Montricoux (T.-et-G.) : 259.
Montrose (Californie) : 127, 128.
Montsaunès (H.-G.) : 98, 132, 182, 237, 238.
Mont-Sauveur (B.-P.) : 41.
Montsoué (Pouy de) (Landes) : 111, 209, 222, 224, 340.
Morcenx (Landes) : 118.
Morlaas (B.-P.) : 173, 207, 208, 210, 214.
Mouguerre (B.-P.) : 110.
Moumour (B.-P.) : 201.
Mouriscou (Sabarat (Ariège) : 162.
Mourle (Forêt) (H.-P.) : 77, 78, 208.
Mouthoumet (Aude) : 27, 29, 30, 53, 68, 284, 305.
Mugron (Landes) : 47, 168, 209.
Mulhacen (Andalousie) : 291.
Münchner Feld : 338.
Munia : 26, 203.
Munich : 337, 338.
Munténie : 325, 340.
Muret (H.-G.) : 196, 255.

N

Nabas (B.-P) : 243.
Nailloux (H.-G.) : 263.
Narbonnais : 29, *287-290*, 292, 296, 300, 303.
Narbonne (Aude) : 30.
Naurouze (Col) : 262.
Navarrenx (B.-P.) : 102, 103, 111, 243, 263.
Nay (B.-P.) : 26, 38, 166, 214, 215, 218, 241, 242, 244, 246, 248.
Néez (R.) : 81, 202.
Neffiach (P.-O.) : 293, 306 n. 32, 307.
Néouvielle : 142, 203.
Népal : 329.
Neste (R.) : 25, 26, 36, 37, 38, 45, 75, 76, 77, 78, 82, 89, 90, 91, 95, 97, 100, 121, 133, 134, 135, 136, 137, 142, 144, 150, *152-154*, 157, 161, 162, 166, 173, 174, 175, 177, 183, 191, 192, *233-237*, 242, 329.
Nestier (H.-P.) : 152, 153, 234.
Niac (Ariège) : 163.
Niort (Aude) : 286.
Nistos (H.-P.) : 153, 154.
Nive (R.) : 42, 104, 107, 110, 134, 135, 170, 171, 182, *198-199*, 227, 228.
Nivelle (R.) : 42, 107, 170, 171.
Noé (H.-G.) : 239.
Normandie : 278.
Noue (R.) : 151.
Nousty (B.-P.) : 87, 88, 92.
Nouveau-Mexique : 15.

O

Odos (H.-P.) : 218, 247.
Oeyregave (Landes) : 58, 200, 228.
Oeyreluy (Landes) : 229 n. 65.
Ogeu (B.-P.) : 26, 201, 202.
Oglio (R.) : 326.
Oklahoma (U.S.A.) : 332.
Oléac (H.-P.) : 92.
Olonzac (Aude) : 29.
Oloron (B.-P.) : 26, 39, 40, 81, 85, 100, 133, 166, 197, 200, 201, 202, 243, 244, 245, 246, 337.
Olténie : 329, 334, 340.
Oltetu (R.) : 334.
Oltu (R.) : 334.
Ondres (Landes) : 229.
Opoul (Causse) (P.-O.) : 291, 301, 304.
Oraas (B.-P.) : 170.
Orbieu (R.) : 29, 287.
Orignac (H.-P.) : 79, 86, 88, 91, 92, 97, 111, 112, 132, 175, 288, 289. 309.
Orincles (H.-P.) : 216, 217, 247, 248, 250.
Orist (Landes) : 229.
Oroix (H.-P.) : 205.
Orriule (B.-P.) : 57, 170.
Ortaffa (P.-O.) : 296, 297, 300, 301, 303.
Orthevielle (Landes) : 111 n. 20, 228, 229.
Orthez (B.-P.) : 40, 56, 57, 58, 66, 169, 210, 215, 225, 228, 241, 242, 243, 244.
Orx (Landes) : 47, 226, 229.
Ossau (Vallée d') : 208, 215.
Osse (R.) : 70, 176.

Osséja (P.-O.) : 310, 311.
Osserain (B.-P.) : 244.
Ossère (Ousse du Bois) (R.) : 214.
Ossun (H.-P.) : 78, 204, 208, 216, 217, 218, 219, 247.
Ostabat (B.-P.) : 170.
Oueilloux (H.-P.) : 92, 174.
Ouhabia (R.) : 227.
Oursbelille (H.-P.) : 247, 248.
Ousse (R.) : 77, 206, 211, 212, 213, 219, 254.
Oussouet (R.) : 97.
Ouzom (R.) : 38, 175, 214, 215, 218, 332.
Ozon (H.-P.) : 92.

P

Palau (P.-O.) : 302.
Palengat (Labatmale, B.-P.) : 207, 211.
Pamiers (Ariège) : 27, 28. 33, 69, 162, 163, 193, 194, 195, 239, 250, 255, 259, 260.
Pamir : 348.
Pardies (B.-P.) : 26.
Pardies-de-Nay (B.-P.) : 241.
Paréac (H.-P.) : 216, 217.
Parrish Creek (R.) : 128.
Pas-de-Roland (B.-P.) : 170, 171, 182, 198.
Passa (P.-O.) : 297.
Pastouret (Mont) (Ariège) : 31.
Pau (B.-P.) : 13, 28, 38, 40, 44, 56, 64, 67, 69, 78, 81, 87, 92, 101, 173, 211, 213, 214, 217, 228, 229, 241, 337.
Pauly (Saint-Bauzeil, Ariège) : 163.
Paziols (Aude) : 305.
Pendjab : 319, 322, 325, 329, 331, 332, 347.
Pène Arrouye (B.-P.) : 40.
Pène Blanque (B.-P.) : 40.
Pène de Mu (B.-P.) : 58.
Perche (Col, niveau) (P.-O.) : 309, 310.
Perdiguero : 26.
Perpignan (P.-O.) : 28, 53, 300, 301, 302.
Perricot (Sainte-Croix, Ariège) : 158.
Perthus (Col) : 291.
Pesqué (Ruiss. de) : 187.
Petit Bas (R.) : 207.
Petites Pyrénées : 27, 35, 36, 62, 68, 85, 98, 143, 148, 151, 190.
Pey (Landes) : 225, 226, 229.
Peyralans (Bosdarros, B.-P.) : 80.
Peyrehorade (Landes) : 56, 58, 111 n. 20, 168, 169, 200, 225, 227, 228, 229, 242, 243, 244.
Peyrous (Moulin de) (Saint-Étienne-d'Orthe, Landes) : 228 n. 63.
Peyrouse (H.-P.) : 216, 217, 218, 241, 246, 338.
Philippines : 318.
Piave (R.) : 22.
Pibrac (H.-G.) : 269.
Pic (Ravin du) (Saint-Lizier, Ariège) : 158.
Pic du Midi de Bigorre : 37, 39, 89.
Pic du Midi d'Ossau : 26, 82.
Piedimonte (Italie) : 13.
Piémont (Italie) : 13.
Pierre-Lys (Gorges) (Aude) : 284.
Piétat (B.-P.) : 80.
Pilate (Échelles de) (H.-P.) : 39.
Placot (Col) (H.-P.) : 219.
Pla del Rey (P.-O.) : 297.
Plagne (H.-G.) : 54, 56, 151, 161, 196.
Plaine rhénane : 17.
Plaine Indo-Gangétique : 317, 329, 333 .
Plaine de Rivière : 26, 37, 166, 234, 235, 242.
Plaisance (Gers) : 176, 177, 263.
Plan (Le) (H.-G.) : 98, 155.
Plane (La) (Les Baudis, Ariège) : 35.
Plantaurel : 27, 35, 164, 194.
Plateau de Cieutat-Orignac : 25, 26, 38, 39, 53, *78-80*, 91, 92, 93, 94, 97, 133, 147, 174, 219, 249.
Plateau de Ger : 25, 26, 38, 39, 42, 53, *77-78*, 79, 81, 92, 112, 120, 172, 180, *203-205*, 206, 207, 208, 209, 210, 212, 216, 218, 219, 248, 261, 337.
Plateau de Lannemezan : 25, 26, 27, 37, 42, 44, 45, 53, 56, 74, *75-77*, 78, 79, 80, 81, *82-88*, 89, 90, 91, 92, 93, 94, 95, 97, 100, 102, *117-133*, *143-154*, 157, 160, 165, 174, 176, 177, 180, 182, 203, 249, 261, 266, 267, 268, 273, 312, 327, 239, 343.
Platte (R.) : 331.
Pô : 13, 14, 22, 326, 327.
Pointis (Mercenac, Ariège) : 155, 160.
Pointis (H.-G.) : 235.
Pomarez (Landes) : 229, 230.
Pontacq (B.-P.) : 26, 77, 78, 92, 112, 206, 207, 208, *211-215*, 216, 217, 220, 228, 229, 230, 254, 338.

Ponteilla (P.-O.) : 29, 202, 303.
Pont-Long : 92, 207, 210, 211, 212, 213, 214, 215, 337.
Port-de-Lanne (Landes) : 230.
Porte d'Aquitaine : 27, 261.
Port-Sainte-Marie (L.-et-G.) : 66.
Pouech (Le) (Montjoie, Ariège) : 157.
Poueyferré (H.-P.) : 181, 211, 215, 217.
Pouey Majou (Ossun, H.-P.) : 120, 180, 203, 204, 206.
Pouillon (Landes) : 52, 110, 112, 173, 220.
Pouricade (Soum de) : 76.
Pourtalet (Col) : 134.
Pouzacq (H.-P.) : 246.
Poyartin (Landes) : 229 n. 65.
Prades (P.-O.) : 29, 304, 308.
Prades-et-Montaillou (Ariège) : 286.
Prat (H.-P.) : 94, 241.
Préchacq (B.-P.) : 103, 169.
Prépyrénées : *30-36, 54-59, 98-100,* 133, 155, 192, 234, 285.
Prugnanes (P.-O.) : 305, 306.
Puigcerda (Cerdagne esp.) : 28, 311.
Puigmal (Massif de) : 29, 308, 309, 310, 311, 317.
Pujaudran (Gers) : 146.
Puydarrieux (H.-G.) : 90.
Puymaurin (H.-G.) : 59, 60, 62, 115.
Puyoo (B.-P.) : 169.

Q

Quère (La) (Lasserre, Ariège) : 35.
Quère-de-Tané (La) (Ariège) : 98.

R

Rabastens-de-Bigorre (H.-P.) : 175, 248.
Ravi (R.) ; 325.
Razès (Haut) : 285.
Rdat (R.) : 341.
Réart (R.) : 290, 302, 303.
Rébénacq (Pic de) : 80, 81.
Rébenty (R.) : 286.
Republican River : 332.
Réunion (Ile de la) : 320.
Rhin : 17, 316, 325, 337 n. 27.
Rhône : 19, 272, 283, 303, 325, 334, 349.
Rhune (La) : 28, 40, 42, 56, 107.
Richou (Mérigon, Ariège) : 54, 160.
Rieucros (Ariège) : 194.
Rieumes (H.-G.) : 143, 146.
Rieupeyrous (B.-P.) : 208.
Rieux-de-Pelleport (Ariège) : 163.
Rigal, Bosdarros (B.-P.) : 80.
Rigat (col) P.-O. : 310.
Rioute, Oloron (B.-P.) : 245.
Riscle (Gers) : 44, 168, 175, 176, 177, 204 n. 37, 231 n. 70, 254.
Rivèrenert (Ariège) : 35, 36, 85.
Rivesaltes (P.-O.) : 302.
Roboul (R.) : 301.
Roc de France : 285, 290, 291, 292, 294.
Rocheuses (Montagnes) : 320, 328, 329, 347.
Roquefort (Landes) : 46, 53, 57, 265.
Roussillon : 19, 28, 29, 118, 130, *290-304,* 307, 308, 309, 312, 317, 340, 341, 350.
Russie : 273.

S

Sabarat (Ariège) : 32, 34, 35, 39, 161, 162, 163, 263.
Sabres (Landes) : 46.
Saint-Amadou (Ariège) : 255.
Saint-Amans (Ariège) : 164.
Saint-André (B.-P.) : 226.
Saint-André (P.-O.) : 301.
Saint-Arroman (H.-P.) : 37, 153.
Saint-Bauzeil (Ariège) : 162.
Saint-Béat (H.-G.) : 14.
Saint-Christau (B.-P.) : 176.
Saint-Clar (Gers) : 266.
Saint-Conat (Aude) : 287.
Saint-Cricq (B.-P.) : 58, 166, 210.
Sainte-Barbe (colline) B.-P. : 107, 221.
Sainte-Colome (B.-P.) : 25, 80.
Sainte-Croix (Ariège) : 158, 161.
Sainte-Madeleine, Tardets (B.-P.) : 40.
Sainte-Marie (B.-P.) : 201.
Sainte-Suzanne (B.-P.) : 57, 62, 169, 170.
Saint-Esprit, Bayonne (B.-P.) : 110.
Saint-Etienne (B.-P.) :
Saint-Etienne-d'Orthe (Landes) : 225, 226, 227, 229, 230.
Saint-Feliu (P.-O) : 301.
Saint-Gaudens (H.-G.) : 26, 28, 37, 69, 73, 100, 123, 143, 190, 234, 309.
Saint-Georges (Gorges) Aude : 284.
Saint-Geours-de-Marenne (Landes) : 226.

Saint-Girons (Ariège) : 35, 85, 92, 98, 100, 134, 154, 157, 160, 306.
Saint-Jean-de-Marsacq (Landes) : 47, 111 n. 20, 221, 226, 229.
Saint-Jean-de-Luz (B.-P.) : 42, 107. 248 n. 15.
Saint-Jean-de-Lier (Landes) : 168,
Saint-Jean-de-Verges (Ariège) : 164.
Saint-Jean-le-Vieux (B.-P.) : 170, 171.
Saint-Jean-Pied-de-Port (B.-P.) : 170, 171.
Saint-Julien (H.-G.) : 239.
Saint-Laurent (H.-P.) : 59.
Saint-Lizier (Ariège) : 157, 158, 237.
Saint-Lon (Landes) : 58, 169, 173, 222, 226.
Saint-Luc (P.-O.) : 296, 297.
Saint-Marcet (H.-G.) : 54, 59, 60, 61, 63 n. 14, 151, 190, 191.
Saint-Martin (ruiss. de) : 155.
Saint-Martin (cortal) (P.-O.) : 305.
Saint-Martin-de-Hinx (Landes) : 110, 221, 222, 226.
Saint - Martin - de - Seignanx (Landes) : 110, 220, 226.
Saint-Martin-d'Oydes (Ariège) : 264.
Saint-Martin (Pointe) : 228.
Saint-Martin (Pouy de) : 222.
Saint-Martory (H.-G.) : 56, 151, 233, 237.
Saint-Médard (Gers) : 59, 60, 62, 65.
Saintonge : 22.
Saint-Palais (Bray de) : 41, 57, 58, 100, 103, 104, 170, 172, 199, 200, 244, 265.
Saint-Pandelon (Landes) : 57, 225.
Saint-Paul-de-Fenouillet (P.-O.) : 305.
Saint-Pé-de-Bigorre (H.-P.) : 39, 166, 241.
Saint-Pée (B.-P.) : 42, 107, 227.
Saint-Pierre-d'Irube (B.-P.) : 228.
Saint-Plancard (H.-G.) : 63, 90.
Saint-Sever (Landes) : 44, 46, 56, 110, 205, 209, 210, 223, 224, 225, 226, 255.
Saint-Sulpice (Tarn) : 259.
Saint - Vincent - de - Tyrosse (Landes) : 207.
Saint-Ybars (Ariège) : 264.
Saillagouse (P.-O.) : 310.
Saison (R.) : 100, 183, 199, 243, 244, 265.
Salanque : 301.
Salat (R.) : 27, 35, 36, 37, 92, 97, 98, 100, 123, 133, 134, 135, 136, 137, 142, 153, *154-161*, 162, 165, 166, 177, 191, 234, *237-238*, 250, 251, 306.
Saleilles, Cabestany (P.-O.) : 302.
Saleys (R.) : 57.
Salida (Etats-Unis) : 342.
Salies-de-Béarn (B.-P.) : 26, 57, 101, 267.
Salies-du-Salat (H.-G.) : 100, 154, 155, 237, 238.
Salles (H.-G.) : 239, 246.
Salses (P.-O.) : 292, 301, 302.
Salvetat (la) (H.-G.) : 269.
Sames (B.-P.) : 228.
Sansan (Gers) : 69, 72, 309.
Saône : 342.
Saramon (Gers) : 263.
Sarrancolin (H.-P.) : 183.
Sare (B.-P.) : 170.
Sarron (Landes) : 223.
Saubrigues (Landes) : 60, 111 n. 20, 221, 229.
Saubusse (Landes) : 225, 230.
Saucède (Bois de) B.-P. : 207.
Saugnac (Landes) : 229 n. 65.
Sauguis (B.-P.) : 244.
Sault (Pays de) : 36, 38, 285, 286.
Sauveterre (B.-P.) : 26, 37, 100.
Saux (Lourdes, H.-P.) : 217.
Save (R.) : 44, 53, 56, 76, 145, 146, 149, 189, 190, 191, 262, 266.
Saverdun (Ariège) : 194, 195, 259.
Sawatch Range (Etats-Unis) : 342.
Schaffhouse : 337 n. 27, 345.
Sédeilhan (H.-G.) : 90.
Sedzère (B.-P.) : 207.
Sègre (R.) : 304, 309, 311.
Seich (H.-P.) : 153.
Seignanx (Pays de) : 27, 221, 226, 227, 228, 229.
Seigneurie (Ariège) : 255.
Seissan (Gers) : 268.
Seo d'Urgel (Espagne) : 304, 309, 311.
Sereix, Ossun (H.-P.) : 204 n. 36, 206.
Séris (Ariège) : 98.
Séron (H.-P.) : 205.
Sérou : 35.
Serra do Mar : 320.
Serrat-d'en-Vaquer, Perpignan (P.-O.) : 300.
Serre (la) Castéras (Ariège) : 163.
Serrelongue, Sieuras (Ariège) : 163, 165.

Serres-Morlaas (B.-P.) : 207, 208, 215.
Sesia (R.) : 13.
Sévignacq (B.-P.) : 80, 81, 208.
Seygouade (R.) : 132, 189, 191.
Sicile : 13.
Sieuras (Ariège) : 163, 165.
Simorre (Gers) : 69, 73.
Siwaliks : 318, 319, 329, 331, 348.
Smoky Hill Fork (R.) : 332.
Socoa (B.-P.) : 107.
Soglio : 13.
Soler (le) (P.-O.) : 302.
Soleure : 337 n. 27.
Solle (R.) : 189.
Sologne : 46.
Sonde (Archipel de la) : 318.
Sorde (Landes) : 58, 169, 170, 200.
Sorède (P.-O.) : 301.
Soues (H.-P.) 92.
Soule : 40, 41, 100, 104, 265.
Soumoulou (B.-P.) : 213.
Souraïde (B.-P.) : 107.
Sous (Maroc) : 16.
Sousson (R.) : 187, 189, 270.
Souy (R.) : 219.
Stura : 14.
Suhescun (B.-P.) : 171 n. 36.
Suse (Italie) : 14.
Sutledj (R.) : 325, 348.

T

Tabe : 36.
Tagliamento (R.) : 183.
Taillebourg (H.-G.) : 236.
Talazac (H.-P.) : 217, 247.
Tarascon-sur-Ariège : 181, 183.
Tarbes (H.-P.) : 13, 26, 28, 40, 44, 64, 78, 84, 123, 168, 175, 217, 246, 248, 249, 252, 338.
Tardets (B.-P.) : 183, 199, 244.
Tarn (R.) : 146, 147, 182, 251 n. 19, 259.
Tartas (Landes) : 265.
Tassili : 316.
Taurignan (Ariège) : 155.
Taurinya (P.-O.) : 306 n. 32.
Taurus : 320.
Tautavel (P.-O) : 306.
Tech (R.) : 290, 294, 295, 296, 297, 301, 303, 308.
Tely-Pichegaric (R.) : 254.
Ténarèze : 25.
Tensift (R.) : 16.
Tercis (Landes) : 57, 58, 169, 229, 248 n. 15.
Terrefort : 52, 162, 163, 164, 165, 186, 192, 193, 194, 195, 196, 197, 255, 260, 262, *263-264*, 268, 270 n. 17.
Tessaout (R.) : 341.
Tessin (R.) : 13, 326.
Têt (R.) : 284, 290, 293, 294, 295, 296, 297, 301, 304, 308, 309, 342.
Texas Panhandle : 328.
Thèze (B.-P.) : 209.
Thétieu (Landes) : 57, 58, 168, 169.
Thuir (P.-O.) : 291, 292, 293, 295, 302.
Tibiran (H.-G.) : 37.
Tien Shan : 319.
Tilhouse (H.-P.) : 90.
Tordères (P.-O.) : 297.
Tornavento : 326.
Touch (R.) : 146, 269.
Toulouges (P.-O.) : 301, 303.
Toulouse : 44, 60, 141, 148, 195, 196, 258, 259, 262, 270.
Tournay (H.-P.) : 92.
Tournous (H.-P.) : 72, 187.
Tourtouse (Ariège) : 35, 160.
Tresserre (P.-O.) : 297.
Treylure (R. de) : 255.
Tréziers (Ariège) : 32, 172.
Trois-Villes (B.-P.) : 244.
Trouillas (P.-O.) : 297, 303.
Tuchan (Aude) : 305.
Turin : 13, 14.
Tursan : 208, 209, 211, 344.
Tuscarora : 318.
Tusse de Maupas : 26.

U

Uglas (H.-P.) : 267.
Uja Ciamarella : 13.
Ulm : 335.
Underrein (B.-P.) : 250.
Urcuit (B.-P.) : 221, 228.
Ursouïa : 106, 107.
Urt (B.-P.) : 228.
Ustaritz (B.-P.) : 107, 110, 221.
Uzan (R.) : 213.

V

Vaccarès (Etang de) : 272.
Valachie : 334, 340.
Valence (Drôme) : 334.
Valensole (Plateau de) : 319.
Valentine (H.-G.) : 73, 234, 236.
Valloire (Dauphiné) : 331, 338 n. 29, 344.
Vanéra (R.) : 310.

Varilhes (Ariège) : 31, 32, 34, 69, 134, 164, 183 n. 10, 193, 195, 238, 239, 284.
Venerque (H.-G.) : 195, 263.
Vénétie : 19, 22.
Ventenac (Ariège) : 31.
Verdouble (R.) : 305, 306.
Vernet (le) Ariège : 239, 255.
Verniolle (Ariège) : 194 n. 20.
Vic-Bigorre (H.-P.) : 248.
Vic-Fezensac (Gers) : 60, 70.
Vielleségure (B.-P.) : 111, 112.
Vienne (Rhône) : 334.
Vignemale : 26, 203, 216.
Villagrain-Landiras (ride de) : 54.
Villecomtal (Gers) : 219.
Villefranche (P.-O.) : 308, 342.
Villelongue-d'els-Monts (P.-O.) : 291, 301.
Villenave-près-Béarn (B.-P.) : 205, 224.
Villeneuve-la-Comtal (Aude) : 263 n. 14.
Villeneuve-de-la-Raho (P.-O.) : 303.
Vinça (P.-O.) : 307, 308.
Vingrau (P.-O.) : 306.
Visker (H.-P.) : 80.
Viozan (Gers) : 268.
Vixiège (R.) : 32, 164, 194.
Volp (R.) : 35, 98, 158, 161, 165, 177, 306.
Vosges : 17, 315, 316.

W

Weiss (R.) : 317.
Wertach (R.) : 338.
Wimbachtal : 180.
Wurmsee : 338.

Z

Zat : 341.
Zugarramurdi (Pays basque esp.) : 170.

TABLE DES FIGURES

Pages

1. Piémont et Pediment. 15
2. Erosion d'une plaine de piémont 21
3. La structure plissée du tréfonds du Bassin d'Aquitaine (partie S.). 55
4, 5, 6, 7. L'évolution du Bassin d'Aquitaine au Tertiaire 66-67
8. Construction d'un piémont. 71
9. Carrière des Tuileries de Barbazan-Debat, montrant les rapports de la formation de Lannemezan avec la mollasse miocène 85
10. Carrière d'Orignac, montrant les rapports de la formation de Lannemezan avec les argiles à lignites pontiens 85
11. Coupe de la formation de Lannemezan à l'origine du Plateau 90
12. Surface de base des argiles du Miocène supérieur (d'après M. Dreyfuss). 91
13. Surface de base de la formation de Lannemezan (d'après M. Dreyfuss). 91
14. La formation de Lannemezan à Esparros (Baronnies) 94
15. Situation topographique de la formation de Lannemezan au contact des Baronnies. 96
16. Coupe des plateaux de piémont au Sud de la Garonne 99
17. Aplanissements du Piémont ossalois 101
18. Coupe dans les dépôts de piémont de l'Entre-Deux-Gaves 102
19. La surface des Landes d'Hasparren et le massif du Labourd (coupe géologique). 105
20. Les surfaces du Pays basque (coupe) 103
21. Les surfaces du Pays basque 109
22. Décroissance de la grosseur des blocs dans un dépôt torrentiel .. 129
23. Les artères maîtresses du réseau hydrographique aquitain 142
24. Anciens tracés du Salat. 156
25. Profil du Salat pliocène. 159
26. Evolution du réseau des Baïses 188
27. Migration latérale des rivières gasconnes . . . . . *dépliant* n° 5
28. La Nive à la sortie du Pas de Roland 198
29. Le Gave d'Ossau : vallées fluvio-glaciaires et gorge post-glaciaire. 202
30. Coupe à travers le Plateau de Ger au N. de Lourdes 204
31. Pays entre Gave de Pau et Adour (coupe géologique) .. *dépliant* n° 5
32. Bloc-diagramme du Piémont du Gave de Pau . . . . . (hors-texte)
33. La vallée de Pontacq au S. de Lamarque . . . . . *dépliant* n° 5
34. La vallée de Pontacq au S. de Livron . . . . . *dépliant* n° 5
35. Coupe à travers la terrasse du Pont-Long . . . . . *dépliant* n° 5
36. Les vallées successives du Gave en aval de Lourdes .. *dépliant* n° 5
37. Les terrasses du Gave de Pau et de l'Adour au S. de Tarbes . . . . . *dépliant* n° 5
38. La plaine de Tarbes. . . . . *dépliant* n° 5
39. La Rivière d'Adour et la vallée de l'Arros . . . . . *dépliant* n° 5
40. La terrasse de Saint-Etienne-d'Orthe et les plateaux du Pays de Seignanx. . . . . *dépliant* n° 5
41. Les terrasses de Saint-Etienne-d'Orthe et de l'Hippodrome de Peyrehorade. . . . . *dépliant* n° 5
42. Les profils en long de la Garonne, de la Neste et du Salat dans la région sous-pyrénéenne. 235
43. Schémas de l'évolution de versants argilo-marneux sapés à leur base. 257
44. Carte morphologique de la Plaine du Roussillon 296-297
45. Glacis emboîtés. Laroque-des-Albères. 302
46. Epigénie de la Têt à Villefranche . . . . . *dépliant* n° 5
47. Coupe des Hautes Plaines (Etats-Unis) 328
48. Les Hautes Plaines (Etats-Unis) 330
49. Le Plateau bavarois entre Iller et Lech 336

PLANCHES PHOTOGRAPHIQUES HORS-TEXTE

Pages

I. La vallée de l'Adour et la plaine landaise vues de la terrasse de Saint-Sever. 48
II. 1. Lande de Lannemezan.
2 et 3. Enracinement du Plateau de Lannemezan dans la vallée d'Aure. 80
III. 1. Lande de Lannemezan et Massif du Pic du Midi.
2. La région creuse des Baronnies vue du Plateau de Cieutat vers celui de Lannemezan.
3. La région creuse des Baronnies vue du Plateau de Lannemezan vers celui de Cieutat.
4. Socle du Plateau de Ger 92
IV. 1. Bassin glaciaire d'Arudy.
2. Vallum de Poueyferré et cuvette terminale d'une des langues du glacier du Gave de Pau.
3. Vallée morte d'Orincles. 180
V. Piémonts cerdans.
1. Ravinements dans les limons pliocènes à Nahuja.
2. Glacis quaternaire d'Osséja.
3. Glacis et terrasses d'érosion de la plaine cerdane. 308

DEPLIANTS EN POCHETTE

Dépliants n° 1 à 4. — Carte morphologique au 1/200.000e.

Piémont aturien. . . . . n° 1
Piémont des Pyrénées centrales. . . . . n° 2
Piémont ariégeois et garonnais. . . . . n° 3
Piémonts méditerranéens. . . . . n° 4

Dépliant n° 5 : Profils et coupes géologiques.
Dépliant n° 6 : Profils en long des cours d'eau du réseau aturien.
Dépliant n° 7 : Les vallées dissymétriques du Piémont pyrénéen.

TABLE DES MATIÈRES

Pages

AVERTISSEMENT. 11

INTRODUCTION. 13

PREMIÈRE PARTIE

VUE GÉNÉRALE

CHAPITRE I. — *Le Piémont des Pyrénées françaises. — Vue générale.* 25

I. Limites du Piémont et des Pyrénées 28
1° Les Piémonts des Pyrénées méditerranéennes 28
2° La bordure des Pyrénées de l'Aude 29
3° Les Prépyrénées ariégeoises et garonnaises et le Piémont 30
a) De l'Aude à l'Ariège. 31
b) Entre Ariège et Arize. 32
c) Entre Arize et Garonne. 34
4° Entre Salat et Neste. 36
5° De la Neste au Gave d'Oloron. 37
6° Le Piémont et les Pyrénées occidentales 39
a) Entre Oloron et la Bidouze 40
b) De la Bidouze à l'Océan 41

II. Les confins septentrionaux. 42
1° Le Piémont *stricto sensu*. 43
2° Le Piémont *lato sensu*. 44
3° Le contact avec la plaine des Landes 46

DEUXIÈME PARTIE

LE PIÉMONT CONSTRUIT

CHAPITRE II. — *La structure pyrénéenne du Sud du Bassin aquitain.* 51

I. Les accidents pyrénéens du Sud du Bassin d'Aquitaine 52
1° Esquisse sommaire des Prépyrénées à l'Ouest de la Garonne. . 54
a) Région orientale 54
b) Région occidentale. 56
c) Région centrale. 58
2° L'allure générale du fond du bassin 59
3° L'érosion pré-miocène 61

II. La structure de la couverture sédimentaire 63
1° Le piémont sidérolithique du Massif central 63
2° La structure des dépôts post-pyrénéens 65

Pages

a) Le passage des terrains pyrénéens aux terrains post-pyrénéens : les poudingues de Palassou 67
b) La mollasse 68
c) Les dépôts grossiers du sommet du remblaiement post-pyrénéen 72

CHAPITRE III. — *La formation de Lannemezan et les Plateaux sous-pyrénéens* 75

I. Les Plateaux sous-pyrénéens 75
1° Le Plateau de Lannemezan 75
2° Le Plateau de Ger 77
3° Le Plateau de Cieutat-Orignac 78
4° L'ancien cône du Gave d'Ossau 80

II. Le sol des plateaux 82
1° La formation de Lannemezan 82
2° La formation de Lannemezan et les dépôts miocènes continentaux 84

CHAPITRE IV. — *Les aplanissements du Piémont pyrénéen* 89

I. Le socle des nappes détritiques 89
1° Le socle accidenté des nappes détritiques 90
2° Les régions enclavées 93

II. La surface de base de la formation de Lannemezan dans les Prépyrénées, entre Neste et Salat 98

III. Les aplanissements du Béarn 100

IV. Les surfaces d'érosion du Pays basque 103

V. Les aplanissements du Bas-Adour et de la Chalosse 110

CHAPITRE V. — *L'origine torrentielle de la formation de Lannemezan.* 115

I. L'hypothèse d'un soulèvement des Pyrénées 115
II. L'hypothèse d'une origine glaciaire ou fluvio-glaciaire 120
III. L'hypothèse torrentielle 123
1° Les glacis de piémont et le modelé anté-quaternaire des Pyrénées 123
2° Le faciès de la formation de Lannemezan 124
3° L'altération de la formation de Lannemezan : patines et croûtes. 129
4° Les arguments paléontologiques et l'âge du Lannemezan 131
5° La distribution des dépôts torrentiels 133
6° Le passage de l'accumulation au creusement 136

TROISIÈME PARTIE

LE MODELÉ D'ÉROSION

CHAPITRE VI. — *L'organisation du réseau hydrographique du Piémont.* 141

I. Le réseau garonnais 141

Pages

1° Le Lannemezan et la Garonne 143
2° La Neste sous-pyrénéenne. 152
3° La formation de Lannemezan au Sud de la Neste-Garonne.... 153
4° Le Salat. 154
5° Le réseau de la région ariégeoise à l'Est du Salat 161
II. Le réseau aturien. 166
1° Les rivières basques. 170
2° Les Gaves béarnais. 172
3° L'Adour. 174

CHAPITRE VII. — *L'évolution du réseau hydrographique au Quaternaire.* 179

I. Piémont pyrénéen et glaciaire pyrénéen 179
1° Le problème de l'âge de la glaciation pyrénéenne 179
2° Le glaciaire pyrénéen. 183
II. Le réseau garonnais. 186
1° Les réseaux des petites rivières sous-pyrénéennes 186
a) Les captures. 187
b) Les surimpositions. 189
2° Les grandes vallées. 191
a) Modestie des actions glaciaires 192
b) L'Ariège. 193
c) La Garonne. 195
III. Le réseau aturien. 197
1° Entre Pyrénées et Gave de Pau 197
2° Le Gave de Pau. 203
a) Le Plateau de Ger. 203
b) Les Gaves de Garlin et de Morlaas 205
c) Le Gave de Pontacq. 211
d) Le glaciaire de Lourdes et l'adoption du tracé actuel du Gave de Pau. 215
3° L'Adour. 218
a) La « Rivière » d'Adour 218
b) L'Adour landais. 220
c) L'Adour maritime. 228

CHAPITRE VIII. — *Les profils en long* 233

I. Les profils des artères maîtresses du réseau garonnais 233
1° Le sillon sous-pyrénéen. 233
a) La Neste-Garonne. 233
b) Le profil du Salat. 237
2° La Garonne et l'Ariège entre les cluses prépyrénéennes et le confluent. 238
II. Les Gaves et l'Adour. 240
1° Le Gave de Pau. 241
2° Les Gaves d'Oloron et de Mauléon 244

Pages

3° Le Gave d'Ossau. 245
4° L'Adour. 246
III. Les rivières non glaciaires 248

CHAPITRE IX. — *Les vallées dissymétriques* 253

I. Les grandes vallées dissymétriques 253
1° La dissymétrie de l'Adour landais. 254
2° La dissymétrie des grandes vallées du réseau garonnais 255
II. Les petites vallées dissymétriques 261
1° L'orientation des vallées. 261
a) Les exceptions isolées. 262
b) La dissymétrie structurale des vallées lauragaises 262
2° Limites de la région à vallées dissymétriques 263
a) Le Terrefort d'entre Ariège et Garonne 263
b) Le Bas Pays basque 264
c) La zone marginale du Nord 265
3° Le cœur de la région à vallées dissymétriques 266
a) L'influence de la nature des roches sur le modelé des versants. 267
b) Les formes topographiques. 268
III. Origine de la dissymétrie. 270
1° La migration latérale des cours d'eau 271
a) La rotation terrestre. 271
b) Les vents dominants. 272
2° L'évolution des versants. 274
a) L'action actuelle des vents pluvieux du secteur Ouest 274
b) L'hypothèse d'apports éoliens interglaciaires 276
c) L'exposition aux rayons solaires 277
d) L'accumulation de la neige sur les versants sous le vent. 279

QUATRIÈME PARTIE

PIÉMONTS MÉDITERRANÉENS

CHAPITRE X. — *Les Piémonts méditerranéens* 283
I. Les Pays de l'Aude. 284
1° Le Capcir et la vallée pyrénéenne de l'Aude 284
2° Le couloir de l'Aude et les plaines du Narbonnais 287
II. Le Roussillon. 290
1° Les versants. 290
2° L'enfoncement du bassin. 292
3° Les formes d'érosion. 296
a) Terrasses et glacis d'érosion 300
b) Les crypto-dépressions. 302
III. Les bassins intramontagnards. 304
1° Les dépressions des Corbières orientales 304

Pages

2° Le Conflent. 307
3° La Cerdagne. 308

Conclusion. — *L'originalité du Piémont des Pyrénées françaises* 315

I. Essai de classification générale des reliefs de piémont 315
1° Les piémonts des différents types de montagnes 315
2° Les piémonts et le climat 320
3° Les stades de l'évolution. 325
a) Stade des glacis alluviaux. 325
b) Stade des plateaux. 326
c) Stade des serres. 332
d) Stade de la plaine d'érosion. Les épigénies 338
II. L'originalité du Piémont des Pyrénées françaises 343
1° La physionomie du Piémont 343
a) L'absence de glacis alluviaux actuels 343
b) La rareté des plateaux 343
c) L'extension des serres. 343
d) L'importance des surfaces d'aplanissement étagées 344
2° Le rôle des glaciers quaternaires 345
3° La part du climat. 347

Cartes, photographies aériennes, bibliographie 351
Index. 363
Table des figures. 377
Table des planches. 378

Toulouse. — Imprimerie Édouard Privat. 4118-4-51
PRINTED IN FRANCE.